



MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE DE
L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

REGION DU LAC A L'OURS

J.-J. Depatie

DOCUMENTATION PUBLIQUE

Gouvernement du Québec
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
Service de l'Exploration géologique

GEOLOGIE
DE LA
REGION DU LAC A L'OURS
Comté de Duplessis

Rapport final
par
Jean Depatie

Ministère des Richesses Naturelles, Québec	
SERVICE DE LA	
DOCUMENTATION TECHNIQUE	
Date:	
No	<u>RP-167</u>

QUEBEC
1966

PUBLIC

GEOLOGIE
DE LA
REGION DU LAC A L'OURS
Comté de Duplessis

par

Jean Depatie

I- INTRODUCTION

Situation de la région

Au cours des étés de 1964 et 1965, nous avons cartographié la région du Lac à l'Ours. Le centre de cette région se situe à environ 30 milles à l'ENE de Hâvre St-Pierre, sur la Côte Nord du Saint-Laurent. Le territoire exploré couvre 440 milles carrés du comté de Duplessis entre les longitudes 63°00' et 63°30' et entre la latitude 50°30' et la rive Nord du fleuve. Quelques îles situées non loin de la Côte et appartenant à l'archipel de Mingan font aussi partie de la carte.

Moyens d'accès et communications

Hâvre St-Pierre, une communauté d'environ 3,500 âmes, est le centre économique de toute la Basse Côte Nord

(territoire s'étendant de Sept-Iles à Blanc Sablon). On y trouve deux hôtels confortables, plusieurs magasins bien pourvus et un hôpital moderne.

Une route de gravier qui éventuellement reliera Hâvre St-Pierre à Sept-Iles, est en voie de construction le long de la Côte.

La petite ville est aussi dotée d'un port de mer. Une fois par semaine environ, durant la saison de navigation, des navires de la Clarke Steamship, en provenance de Québec ou Montréal, y font escale.

De Hâvre St-Pierre, la compagnie Quebec Iron and Titanium qui exploite le gisement d'ilménite du lac Tio, expédie du minerai par bateau vers son usine de traitement à Sorel. Le lac Tio est situé à 25 milles au nord de Hâvre St-Pierre et le minerai extrait y est acheminé par chemin de fer.

Les Ailes du Nord maintenant incorporées à la société Quebecair, maintiennent un service aérien quotidien (dimanches exceptés) par bi-moteurs Dc-3 entre Hâvre St-Pierre et Sept-Iles. La même compagnie, au moyen d'hydravions dont le point d'attache est Hâvre St-Pierre, dessert toutes les localités, deux fois par semaine à l'est de cette ville.

L'angle sud-ouest de la région du Lac à l'Ours n'étant qu'à quatre milles et demi de Hâvre St-Pierre, les problèmes d'accès et de ravitaillement ne se posent point. On peut, soit

en longeant la Côte par barque de pêcheur, ou soit en remontant par canot les rivières Romaine, Puyjalon et à l'Ours, atteindre presque tous les points du territoire. Les portages sont courts et peu nombreux. Toutefois, le moyen le plus efficace de transport est encore l'hydravion.

TRAVAUX ANTERIEURS

H. de Puyjalon, J. Obalski et J. Richardson ont effectué des recherches dans la région vers la fin du siècle dernier. Un peu plus tard, Twenhofel (1938) étudia les roches sédimentaires des îles Mingan. En 1941, J. Retty explora la partie inférieure de la rivière Romaine, tandis qu'en 1943 W. Longley fit un relevé géologique de la rive nord du Saint-Laurent entre Mingan et Aguanish. Les régions situées immédiatement au nord-est et à l'est du Lac à l'Ours furent cartographiées par P.E. Grenier (1949-1950) et G.E. Cooper (1951-1952).

Des travaux d'intérêt économique furent accomplis par la Kennecott Copper Corporation dans la région du lac Allard à partir de 1942. La région du lac Allard est immédiatement au Nord de celle du Lac à l'Ours. En 1946, Kenco Exploration Limited, une filiale de la compagnie précédente, fit d'autres travaux qui amenèrent la découverte d'un important gisement d'ilménite; celui du lac Tio. (D'après W. Bourret 1949)

METHODES DE TRAVAIL

La mise en carte géologique a été faite à l'échelle d'un demi mille au pouce. Des cheminements au pas et à la boussole ont été conduits de façon systématique à des intervalles d'un demi-mille. Ces cheminements ont été orientés de manière à presque toujours recouper perpendiculairement les structures rocheuses. Les roches qui affleurent sur les rives des principaux lacs et cours d'eau, de même que celles qui affleurent en bordure de la mer, ont été examinées en détail. Les îles de l'archipel Mingan n'ont pas pu être étudiées complètement à cause du mauvais temps et du manque de transport adéquat.

REMERCIEMENTS

Sur le terrain nous avons comme assistants en 1964: John Douglas ph.D. de l'université Jean-Guy Jolin, étudiant en géologie de l'Université de Montréal, Jean Luc Collins et Réal Bourassa, étudiants en génie géologique à l'Université Laval. Théodore Lessard, Roméo Dupuis et Peter Cumyn agissaient respectivement comme hommes de canot et cuisinier. En 1965, les assistants étaient Dave T. Shanks étudiant post-gradué de l'Université McGill, Alexander Pressburger étudiant en géologie de l'Université McGill et Gilbert Young étudiant à l'Ecole Polytechnique. Théodore Lessard, Roméo Dupuis, Jean Verschelden et Gérard Frappier faisaient aussi partie de l'équipe. Les trois premiers comme

hommes de canot et bûcherons, le dernier comme cuisinier. Tous les membres du groupe se sont acquittés de leurs tâches respectives d'une façon très satisfaisante. L'aide du Dr J. Douglas a été surtout très appréciée.

II - RESSOURCES NATURELLES

La majeure partie de la région est déboisée, un feu de forêt ayant détruit presque toute végétation il y a une vingtaine d'années et brûlé le peu d'humus qui recouvrait le roc. Ce n'est que le long des rivières et en quelques rares endroits que l'on retrouve les vestiges de la végétation d'autrefois. Les principales essences forestières présentes sont le sapin, l'épinette, le bouleau et le tremble. Les régions qui ont été dévastées par le feu sont jonchées en partie de troncs d'arbres à moitié pourris, parmi lesquels poussent des arbustes épais et touffus.

Il y a encore beaucoup de castors dans la région. Les indiens de la réserve Mingan les trappent de façon intensive tout en évitant une destruction funeste. Parmi les autres animaux à fourrure, nous avons observé quelques loutres et visons. Les lièvres, les perdrix et les canards sont abondants. Le caribou et l'orignal sont rares, mais les ours et les renards pullulent. Le saumon remonte les rivières Romaine et Puyjalon. La pêche à la ouananiche et à la truite mouchetée peut être pratiquée dans presque tous les lacs du territoire.

III - PHYSIOGRAPHIE

Topographie

Sauf le long du littoral qui est marqué de larges terrasses^{ss} marines marécageuses et plates, la région est caractéristique d'une pénéplaine où la roche de fond affleure presque continuellement. Dans le détail, la surface présente beaucoup d'irrégularités, ayant été profondément incisée en de nombreuses et étroites vallées en forme de V. Les directions des vallées sont déterminées par des zones de cisaillement, des failles, par l'altération différentielle entre les divers types de formations et par l'action des glaces le long des diaclases parallèles au mouvement de la glace. Seule la rivière Romaine coule dans une large vallée marécageuse en forme de U.

Dans l'ensemble, le relief présente une uniformité générale. Il n'y a pas de pics dominants. Dans l'angle nord-ouest de la région, où affleure l'anorthosite, l'altitude maximum des collines ne dépasse pas 800 pieds et la différence de dénivellation est de 400 à 500 pieds. Partout ailleurs, les collines ont une altitude moyenne de 400 pieds et une altitude différentielle d'environ 200 pieds.

En résumé, la surface offre l'aspect d'un plateau raviné, où les rivières et les ruisseaux s'enfoncent dans de profondes vallées.

HYDROGRAPHIE

La région s'égoutte dans le golfe St-Laurent par le réseau de la rivière Romaine à l'ouest et par celui de la rivière à l'Ours à l'est.

Le principal affluent de la rivière Romaine est la rivière Puyjalon dans laquelle se décharge le lac du même nom. A sa sortie du lac Puyjalon, sur une distance de deux milles, la rivière est tumultueuse et impraticable. Un ancien portage utilisé par les indiens permet d'éviter ces rapides. Par suite, la rivière Puyjalon est relativement calme et trace ses méandres à travers des terrasses^{ss} marines.

La rivière au Foin qui draine les lacs Bourassa, Dolorès, Cumyn et Vibert se jette dans la Rivière Puyjalon. Elle est peu praticable à cause des nombreux rapides qu'on y rencontre.

La rivière Romaine est la voie d'eau par excellence. Son parcours n'offre aucune difficulté à la navigation. Quelques portages bien défrichés permettent de franchir les endroits les plus dangereux.

La rivière à l'Ours canalise vers le golfe Saint-Laurent la majorité des cours d'eau de la moitié est de la région. Elle comprend deux embranchements qui se joignent à environ quatre milles de son embouchure dans le golfe. Les deux sont impraticables par canot, les rapides et petites chutes étant nombreux.

Par la branche ouest de la rivière à l'Ours s'écoulent les eaux des lacs Cormier, Frappier et Young tandis que la branche est sert de déversoir au grand lac à l'Ours.

Dans l'angle nord-est de la région, les eaux des lacs XXII^e Mille, Travers et Ferland coulent vers la mer par l'intermédiaire de la rivière Corneille située à l'est du territoire cartographié.

Les eaux de la partie centrale-sud sont captées par un réseau de drainage dendritique qui aboutit dans le golfe à la baie Jacques-Cartier.

Dans l'angle sud-est du territoire, quelques ruisseaux se jettent dans le lac du Milieu qui à son tour se jette dans le golfe par la rivière du même nom.

La grande majorité des lacs de la région sont reliés entre eux par des séries de cascades et de rapides. Dans l'ensemble, les rives des lacs sont peu escarpées. Toutefois, les lacs situés le long de diaclases ou le long de plans de cisaillement sont bordés par des falaises s'élevant presque perpendiculairement au bord de l'eau jusqu'à 300 pieds de hauteur. Le lac Puyjalon peut être cité en exemple dans ce dernier cas.

Plusieurs lacs sont le reflet de l'allure des roches environnantes. Ce caractère est fréquent dans la partie est de la région où les roches métasédimentaires et gabbroïques sont en forte quantité.

Histoire physiographique de la région

La région du Lac à l'Ours est située immédiatement au sud-ouest de la région du Lac Beetz cartographiée par Grenier (1957). Après la lecture du rapport de Grenier (ibid.) il nous semble que les deux régions ont la même histoire physiographique.

Grenier, tout en postulant la submergence partielle de la région du lac Beetz par des mers post-précambriennes, n'a pu trouver aucune preuve directe de ce phénomène.

Quoique de notre côté nous n'ayons pu trouver aucun indice de cette submergence dans la partie nord de notre région, la présence de roches sédimentaires ordoviciennes sur le sommet du Mont Sainte-Geneviève (altitude 232 pieds) en atteste l'existence.

Le Mont Sainte-Geneviève, situé tout près du littoral de la mer dans la partie est du territoire, offre un sommet plat, incliné à trois ou quatre degrés vers le sud. Les gens de la côte l'appellent aussi la Table. La moitié inférieure de la montagne est ceinturée d'un talus formé de débris de roches sédimentaires résultant de la désagrégation des falaises que l'on peut observer à la partie supérieure. La moitié supérieure de la Table est formée de lits de roches dolomitiques. Ces lits sont en épaisseur variables et ont un léger pendage de quelques degrés vers le sud. Sur le sommet même on rencontre beaucoup de structures particulières en forme de "pot de fleur", résultant

d'un travail d'érosion marin. Ces "pots de fleurs" ont parfois jusqu'à 20 pieds de hauteur et un diamètre variant entre 10 et 40 pieds.

Le fait que le Mont Sainte-Geneviève repose sur un socle de roches précambriennes, indique qu'à une certaine période, les mers ordoviciennes et siluriennes ont envahi une grande partie de la région du Lac à l'Ours.

Pour appuyer cette théorie, quelques petits dykes de grès remplissant des fractures dans des roches précambriennes, ont été relevés sur le côté nord de la Baie Victor. Ces grès sont semblables à ceux des couches de base des formations paléozoïques de Mingan (Longley 1950). Les formations de dolomie du Mont Sainte-Geneviève sont également semblables à celles rencontrées sur l'île du même nom et située plus au sud, en ligne avec le mont.

IV - GEOLOGIE GENERALE

INTRODUCTION

Les roches consolidées de la région sont d'âge précambrien à l'exception des roches sédimentaires ordoviciennes qui affleurent le long de la côte, sur le Mont Sainte-Geneviève et sur les îles du large. La presque totalité de la partie sud-ouest du territoire est recouverte de dépôts meubles du pleistocène consistant en du sable superposé à de l'argile.

Les roches les plus anciennes sont d'origine sédimentaire (quartzites, paragneiss, schistes) et se rencontrent presque exclusivement dans les parties sud et est de la région. Le long de la rivière Romaine et dans la partie est du territoire, les roches métasédimentaires ont été souvent transformées en migmatite.

Des intrusions gabbroïques accompagnent les roches métasédimentaires mais n'y sont pas nécessairement confinées. Un amas de gabbro altéré, en forme ellipsoïdale est recoupé par du granite dans la partie centre-nord de la carte. Plusieurs lambeaux de roches métasédimentaires et gabbroïques sont aussi trouvés dans les roches granitiques de la région.

Les roches granitiques (granite gneissique, gneiss ocellé, granite) sont les plus répandues. On les retrouve surtout dans la partie centrale du territoire. Elles affleurent également dans les environs des lacs Ferland et Du Milieu. Ces lacs sont dans la partie orientale de la région.

L'angle nord-ouest de la région (zone du lac Puyjalon) a, comme roche de fond, de l'anorthosite. Celle-ci fait partie d'un vaste massif s'étendant vers le nord-ouest. L'anorthosite est entourée par une bande de roches syénitiques légèrement gneissiques. La syénite devient quartzifère vers l'extérieur et se fond lentement aux roches granitiques du centre.

La pegmatite, surtout rencontrée au sud-est de la région, recoupe les roches précambriennes.

L'étude, avant de partir sur le terrain, des photographies aériennes de la région a grandement aidé à déterminer les contacts entre divers types de roches et à en établir les tendances structurales.

PRECAMBRIEN

A - Roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires que nous croyons être les plus vieilles de toute la région affleurent surtout dans la partie est du territoire, particulièrement aux environs du lac à l'Ours. Au sud de ce lac, elles sont plissées et recoupées par des roches intrusives telles que gabbros, granites et pegmatites. Au nord du lac, elles font partie d'une structure ellipsoïdale en forme de dôme, tandis qu'au nord-est, à l'est et au sud-est elles semblent avoir été repoussées et assimilées en partie par les masses granitiques des lacs Ferland et Du Milieu.

On retrouve aussi des roches métasédimentaires dans les environs de la Grande Chute sur la rivière Romaine.

La venue de roches gabbroïques et granitiques dans les roches métasédimentaires a transformé une grande partie de celles-ci en migmatite et dérangé, au point de n'y plus se retrouver, la lithologie initiale, sans toutefois en changer les aspects structuraux. Des zones de roches métasédimentaires migmatisées peuvent être facilement suivies quant à leur continuité à partir de notre région jusque dans les régions adjacentes à

TABLEAU DES FORMATIONS

PLEISTOCENE ET RECENT		Argile, sable, gravier, blocs erratiques
GRANDE DISCORDANCE		
PALEOZOIQUE	ORDOVICIEN	
GRANDE DISCORDANCE		
PRECAMBRIEN	ROCHES INTRUSIVES	PEGMATITE
		GRANITE ROSE A BIOTITE GRANITE CHARNOCKITIQUE
		GRANITE GNEISSIQUE, gneiss oeillé
		GABBRO ET ROCHES DERIVEES; gabbro à ouralite, amphibolite, amphibolite gneissique, roches hybrides
		Syénite, syénite quartzifère
		Anorthosite rose Anorthosite gris pâle
CONTACT D'INTRUSION		
	Roches métasédimen- taires	Migmatite; gneiss mixte, gneiss rubané
		Surtout quartzite blanchâtre et grisâtre.
		Quartzite feldspathique, quartzite micacé, schiste à biotite, gneiss à biotite, schiste à amphibole et biotite, schiste et gneiss à amphibole.

l'est (Cooper, 1957) et au nord-est (Grenier, 1957) avec cette distinction près que dans ces régions, elles ne sont formées que de roches métasédimentaires. Grenier (communication personnelle) a constaté le même phénomène après avoir poussé quelques cheminements dans la région du Lac à l'Ours alors qu'il cartographiait la région du lac Beetz en 1950 et 1951.

Les roches métasédimentaires peuvent se classifier, au point de vue de leur lithologie, en deux grandes catégories ou faciès principaux.

La première catégorie consiste en quartzites impurs et roches apparentées, à savoir quartzites micacés et feldspatiques interlités avec des paragneiss et des schistes (à biotite, à biotite et amphibole, à amphibole).

La seconde catégorie comprend des roches quartzitiques, de couleur blanchâtre à grisâtre, dont le contenu en quartz est très élevé.

Il s'avère assez difficile de faire une séparation lithologique nette et claire entre les deux types de roches; les deux étant souvent interlités et les couches individuelles variant de moins d'un pouce à quelques pieds d'épaisseur. Il s'ensuit que, sur la carte, seul le type quantitativement prédominant est indiqué.

Nous sommes d'accord avec Cooper (1957) sur le fait que cette classification implique l'idée que les deux principaux

types de roches sédimentaires représentent, non pas des âges différents, mais bien des changements de faciès au sein d'un seul et même groupe.

(1) Quartzites impurs et roches apparentées

Quartzite feldspathique

Le quartzite feldspathique est de loin la variété la plus répandue des roches quartzitiques. Il est finement grenu, rugueux et ressemble à des grès. Sa couleur est d'un blanc sale, parfois rosâtre lorsque le feldspath est très abondant. L'épaisseur des lits varie d'une fraction de pouce à quelques pieds. Dans certains lits, on observe parfois des couches noires très minces qui doivent leur couleur soit à une forte proportion d'hématite et de magnétite, ou soit à une forte proportion de biotite. La roche, dont les surfaces d'altération météoriques sont gris pâle, est très friable et s'effrite facilement sous le marteau.

Grenier (1957) a rencontré un type de roche presque identique dans la région du lac Beetz et il l'a décrite sous le nom de quartzite peu recristallisé. Tout comme Grenier, nous avons aussi relevé des stratifications entrecroisées dans quelques lits de quartzite feldspathique.

Sous le microscope, dans toutes les coupes minces, les textures sont granoblastiques. Dans le voisinage de

roches granitiques ou gabbroïques. Ces textures sont effacées et les grains ont une tendance à être suturés.

La composition moyenne du quartzite feldspathique, telle que déterminée au microscope pétrographique, est la suivante:

Quartz,	30 - 70 pour cent
Feldspath,	15 - 50 pour cent (oligoclase, microcline, orthose)
Biotite,	0 - 5 pour cent
Muscovite,	0 - 2 pour cent
Magnétite,	traces à 5 pour cent
Hématite,	traces à 1 pour cent
Chlorite,	traces à 3 pour cent (variété pinnine)
Minéraux accessoires,	Epidote, sphène, apatite, zircon, rutile (?) carbonate

Le quartzite feldspathique trouvé dans le voisinage des roches intrusives qui bordent l'anorthosite possède un caractère gneissique. L'orthose que cette roche peut alors contenir est perthitique. C'est le cas du quartzite trouvé le long de la rivière Romaine, en aval des Grandes Chutes.

Dans toutes les lames minces étudiées, les plagioclases et l'orthose sont saussuritisés et séricitisés. Ces deux phénomènes n'affectent guère plus que 30 pour cent de l'ensemble des feldspaths. La microcline est toujours claire.

Le quartzite feldspathique qui est interlité avec du schiste ou gneiss à biotite et amphibole contient parfois

jusqu'à 20 pour cent d'amphibole polkilitique (hornblende et/ou hastingsite) près du contact avec ces roches. La concentration en biotite riche en fer y est aussi plus élevée que la moyenne dans certains cas.

A un endroit, situé à $\frac{1}{4}$ de mille au nord de la baie Saint-Laurent, juste à l'est des grandes terraces marécageuses, avons-nous trouvé de l'augite dans du quartzite feldspathique en contact avec des roches gabbroïques.

La muscovite forme de petites paillettes entre les grains de quartz. La chlorite semble être le produit d'altération de la muscovite. Les carbonates proviennent sans doute de la décomposition partielle des feldspaths.

Un peu de rutile (traces) semble être associé à la magnétite.

Quartzite micacé (à biotite)

Ce quartzite est essentiellement identique au quartzite feldspathique sauf qu'il contient plus d'impuretés et que sa couleur est plus foncée. On le trouve dans le même environnement que le quartzite feldspathique, à savoir interlité avec de minces lits de gneiss et de schistes à biotite et/ou amphibole. Sa composition minéralogique est aussi celle du quartzite précédent avec cette exception que le contenu en biotite varie aux environs de 30 pour cent. On ne trouve pas ou presque pas de muscovite.

Des cristaux de zircon (?) se présentent dans la biotite sous forme d'inclusions entourées d'une auréole pléochroïque.

Schiste à biotite

Le schiste à biotite interstratifié surtout avec du gneiss à biotite et du quartzite à biotite, est trouvé principalement dans l'angle sud-est de la région. Nous en signalons aussi la présence sur la rive ouest du lac Sgordon. Il y a un passage graduel entre les trois types de roches et les schistes occupent la position intermédiaire. Leurs lits sont d'épaisseur variable, mais ne dépassent pas un pied. La roche est de couleur noirâtre, nivelée de points blancs qui sont surtout des grains de feldspath et de quartz. Le diamètre des grains ne dépasse pas 0.2 millimètre. Le quartz, l'oligoclase et la biotite y sont en proportion à peu près égale et représentent chacun environ 30 pour cent de la composition totale de la roche. Un peu de muscovite est associée à la biotite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le zircon, l'apatite, le carbonate et la pyrite.

Les plagioclases sont très séricitisés et c'est parmi des plages de séricite que se présente parfois le carbonate.

La schistosité de la roche est donnée par l'alignement parallèle des bâtonnets de biotite, Cette schistosité est fidèle à l'altitude des lits.

Les grains de quartz sont clairs et d'inégale dimension. Sous le microscope, le quartz montre une extinction ondulante. Il est souvent fissuré et rogné en bordure par de la biotite.

Sur un îlot rocheux de la rivière Romaine, un mille en aval de la Chute à Charlie, affleure du schiste chloriteux. La biotite y a été presque complètement remplacée par des bâtonnets de chlorite magnésienne (penninine). Le peu de biotite non transformée a été lessivée et la couleur du minéral est blanchâtre sous le microscope polarisant. Les feldspaths ont été complètement séricitisés. Seul un peu de quartz est encore reconnaissable. La magnétite a été remplacée par de l'hématite. Le schiste chloriteux contient aussi jusqu'à 5 pour cent d'apatite disséminée entre les bâtonnets de chlorite, et des traces d'épidote.

Gneiss à biotite

Cette roche associée aux schistes et quartzites à biotite affleure surtout dans la partie orientale de la région. La structure foliée et rubanée qui la caractérise est due à une alternance de couches relativement riches en mica orienté et en quartz et feldspath. L'épaisseur de ces couches varie d'une dizaine de millimètres à deux ou trois centimètres. Les minéraux micacés sont dans l'ensemble, alignés dans le sens de la stratification.

La composition minéralogique de la roche est comme suit:

Quartz,	20 - 60	pour cent
Feldspath,	20 - 50	pour cent
Biotite,	12 - 30	pour cent
Muscovite,	quantité minime à 7 pour cent	
Magnétite,	" "	à 4 pour cent
Amphibole,	" "	à 4 pour cent
Minéraux accessoires,	apatite, zircon, sphène, carbonate, spinel (?), grenat, pyrite.	

Tel que reconnu par Cooper (1957), on peut considérer la roche comme un ensemble de schiste à biotite et de quartzite micacé.

La grosseur des grains est variable dans ce gneiss. Les grains de quartz et de feldspath sont petits et d'un diamètre d'environ 0.4 millimètre. Les paillettes de mica peuvent toutefois atteindre 1 à 2 millimètres de longueur.

Le feldspath est constitué d'oligoclase, d'orthose et de microcline. L'oligoclase est parfois antiperthitique. Dans les amphiboles, on reconnaît la hornblende verte, l'hastingsite et des paillettes de trémolite. Du gneiss à biotite provenant d'un affleurement situé à la décharge du lac XXII^e Mille contient jusqu'à 20 pour cent de grenat rougeâtre.

Schiste à amphibole et biotite

Au voisinage des roches intrusives gabbroïques, les schistes et gneiss à biotite passent graduellement, sur

une largeur d'une centaine de pieds à des schistes à amphibole et biotite interlités avec du quartzite micacé et des gneiss et schistes à amphibole.

Les schistes à amphibole et biotite sont de couleur noire à verdâtre. Le grain varie de fin à moyen. Les paillettes de biotite et les cristaux aciculaires d'amphiboles atteignent parfois 2 millimètres de longueur.

Les lits de ce schiste ont deux à six pouces d'épaisseur et sont souvent déformés dans les régions où la roche a été plissée. Les déformations se reflètent aussi dans la microstructure de la roche.

Le tableau ci-dessous donne la composition minéralogique moyenne de la roche.

Quartz:	1 - 25	pour cent
Feldspath:	30 - 50	pour cent
Amphibole:	15 - 45	pour cent
Biotite:	20 - 30	pour cent
Apatite:	quantité minime	à 12 pour cent
Magnétite:	" "	à 9 pour cent
Chlorite:	" "	à 3 pour cent

Minéraux
accessoires: sphène, zircon, pyrite et hématite.

Le quartz se présente sous forme de petits grains soudés ensemble et distribués en filonnets parallèles à la schistosité.

Le schiste contient deux feldspaths; une andésine sodique et de l'orthose. L'amphibole est une hornblende verte de forme idiomorphe à hypidiomorphe. Les cristaux de hornblende sont souvent brisés et les fentes sont remplies de matériel chloriteux. La biotite est de couleur orange foncé et contient des zircons entourés de halos pléochroïques. La pyrite et l'hématite sont associés à la magnétite de même que le sphène.

Schistes et gneiss à amphibole

Les schistes et gneiss à amphibole sont interlités avec les schistes à amphibole et biotite et on les trouve tout près des contacts avec les roches gabbroïques. Au sud-est du lac à l'Ours, du schiste à amphibole est comprimé entre deux sills gabbroïques et la direction du clivage de même que celle de la schistosité fait un angle très prononcé (60-75°) avec l'attitude du lit de schiste. Du gneiss à amphibole ont été relevés à l'état d'enclaves dans des granites à pyroxène et amphibole à l'ouest de la région.

La roche est de couleur verdâtre et s'effrite facilement sous le marteau donnant une couleur vert olive. Il est très difficile sinon impossible sur le terrain de la distinguer des schistes et des gneiss précédents même si parfois le grain est presque grossier.

La puissance des lits varie de $\frac{1}{2}$ à 8 pouces. La gneissosité de même que la schistosité est fidèle à l'attitude

des lits même si ces derniers sont parfois intensément plissotés.

Le gneiss à amphibole ne diffère du schiste en ce qu'il est entrelardé de minces couches de quartzite micacé de $\frac{1}{2}$ à 1 pouce d'épaisseur. Sous le microscope, les schistes ont une texture feutrée, donnée par des plaquettes d'amphibole non orientées, tandis que celle des gneiss est surtout poikilitique et ophitique.

La composition minéralogique des schistes et gneiss à amphibole est comme suit:

Quartz: 7 à 25 pour cent

Plagioclase: 3 à 40 pour cent

Amphibole: 15 à 40 pour cent

Biotite: 3 à 8 pour cent

Magnétite: 4 à 20 pour cent

Minéraux
accessoires: sphène, apatite, pyrite et hématite.

Les gneiss sont généralement plus riches en quartz que les schistes. Le plagioclase a une composition qui s'étale entre An_{15} et An_{65} et est modérément altéré en séricite et saussurite. L'étude d'une section mince de gneiss à amphibole provenant d'un affleurement situé un peu au nord de la Baie Saint-Laurent a révélé la présence de microcline. L'amphibole est soit la hornblende verte, soit l'hastingsite. Les feldspaths des gneiss, trouvés à l'état de lambeaux dans les granites à pyroxène et amphibole, sont perthitiques et

microperthitiques. La perthite est parfois accompagnée de myrmékite. Dans ces derniers gneiss on trouve aussi de l'enstatite et de l'augite.

Quelques affleurements de gneiss à amphiboles sont riches en magnétite, mais cet enrichissement semble être accidentel. La magnétite ne peut être suivie sur de longues distances et son apparition semble être sporadique. On la trouve concentrée en de minces lacets sinueux et discontinus.

(2) Quartzite gris et blanc

Le quartzite gris affleure surtout dans les environs de la Grande Chute sur la Rivière Romaine et au sud du lac à l'Ours. On en trouve aussi au nord-est de ce lac et à l'ouest de la partie supérieure du lac Cormier.

Cette roche à grain fin ou moyen est dure, résistante et de couleur blanche à gris foncé. Quelques variétés de quartzite gris ont un éclat vitreux sur fracture fraîche. D'autres montrent des horizons à grain grossier. Le quartzite se brise difficilement et les fractures sont conchoïdales, rugueuses, leur perfection dépend du degré de recristallisation. Les surfaces d'altération météoriques sont généralement gris pâle.

Les lits de quartzite gris ont une puissance de quelques pouces à cinq pieds. Généralement la roche a un aspect massif sur toute l'épaisseur du lit.

La composition minéralogique du quartzite, telle que déterminée au microscope pétrographique, est la suivante:

Quartz:	65 - 90 pour cent
Feldspath:	5 - 20 pour cent
Biotite:	2 - 5 pour cent
Muscovite:	2 - 4 pour cent
Chlorite:	quantité minime à 3 pour cent
Magnétite:	quantité minime à 5 pour cent
Minéraux accessoires:	Apatite, sphène, épidote, grenat, carbonate, leucoxène et hématite.

En plus quelques sections minces révèlent la présence en très faible quantité de pyroxène (hypersthène et augite) et d'amphibole (hornblende).

Il semble que les grains de quartz ont été recristallisés à un point tel que leurs contours ont disparus, tout a été suturé. Les grains de quartz ont une extinction très ondulante. Ils contiennent des inclusions de biotite qui très souvent donnent une micro-structure foliée à la roche. Le quartzite contient de l'albite et de l'oligoclase sodique. L'orthose, si présente a été complètement séricitisé. La muscovite est en petits feuillets comprimés entre les grains de quartz mais on en trouve aussi à l'intérieur des grains, près de leur bordure. La chlorite se présente sous forme de pennine et est un produit d'altération de la biotite. Le carbonate se développe dans les grains d'orthose séricitisés. Une section mince en provenance de quartzite situé à environ un mille au nord de la baie Saint-Laurent contient jusqu'à 20 pour cent de grenat. Les grenats sont en cristaux enhédraux de 1.5 à 2 mm de diamètre et distribués au hasard dans la roche.

B - Migmatites (gneiss mixte, gneiss rubané)

Il arrive qu'en bordure des masses granitiques, les roches quartzitiques et gabbroïques aient été recoupées par de nombreuses injections granitiques et pegmatitiques. La roche qui en résulte a parfois l'apparence d'un gneiss mixte intensément plissé et déformé (plis d'étirement, boudinages) où du matériel intrusif acide côtoie du matériel intrusif basique et des roches métasédimentaires. Parfois, l'apparence est celle d'un gneiss rubané, le granite et la pegmatite étant injectés dans le quartzite d'une manière semblable à celle dite lit-par-lit.

On retrouve de la migmatite en abondance aux environs du lac Shank, dans l'angle nord-est de la carte, à l'est et au sud du lac à l'Ours et le long de la rivière Romaine. Une étroite bande de migmatite est aussi située du côté ouest du dôme ellipsoïdal localisé au nord du lac à l'Ours.

Le trait le plus frappant de ces roches est leur caractère hétérogène. Lorsque des paragneiss sont envahis par du matériel granitique le long de leurs plans de stratification, il en résulte une véritable migmatite artéritique. Le degré de granitisation varie alors considérablement d'un point à l'autre, ce qui amène de nombreuses gradations dans la texture, la structure et la composition de la roche résultante. Par contre il arrive que les roches granitiques se sont introduites d'une manière

irrégulière. Les roches intrusives et les roches envahies apparaissent en amas discontinus, de forme impossible à décrire. A certains points, il y a une ligne de division bien tranchée entre le paragneiss, le quartzite et le granite d'intrusion. La migmatite est alors parfaitement litée et les lits sont en accord avec la structure des roches métasédimentaires environnantes. C'est le cas de la migmatite trouvée au centre du pli antiforme situé au sud, sud-est, du lac à l'Ours.

La pegmatite et le granite qui sont à l'origine de la migmatisation des roches métasédimentaires sont d'aspect différent des autres granites et pegmatites de la région, mais la composition minéralogique est essentiellement la même, sauf que la pegmatite, de couleur blanche renferme des phénocristaux de muscovite au lieu de la biotite usuelle.

C - Anorthosite

L'anorthosite est représentée par un massif qui occupe l'angle nord-ouest de la région. Ce massif s'étend vers l'ouest et vers le nord. Le gisement d'ilménite du lac Tio, exploité par la Quebec Iron and Titanium, se situe à environ deux milles au nord de la partie occidentale du lac Puyjalon.

L'anorthosite est une roche de couleur pâle. De loin, les collines dénudées où elle affleure presque continuellement sont de couleur blanche. En surface fraîche, la roche est de

couleur gris pâle, parfois rose. L'ilménite y est représentée presque partout, quoique très disséminée.

A plusieurs endroits, nous avons noté dans la roche des dépressions presque circulaires, en forme de tube ou de coupe. Ces dépressions peuvent atteindre jusqu'à trois ou quatre pouces de profondeur sur quatre pouces de diamètre. Elles sont sans doute le résultat d'altérations tubulaires rapportées par Retty (1944) et seraient dues à la désintégration rapide de la roche près des grains de pyroxène et d'ilménite.

En bordure du massif, lorsqu'une assez bonne quantité de minéraux mafiques entrent dans la composition de la roche, cette dernière devient brunâtre en surface altérée comme en surface fraîche.

Le plus fréquemment, l'anorthosite est à grain moyen, mais les variétés à grain grossier renfermant des phénocristaux de plagioclase ayant parfois jusqu'à quatre pouces de diamètre sont communs.

Quoique l'anorthosite soit plutôt massive, une certaine gneissosité due à l'alignement des grains d'ilménite et de minéraux mafiques, est observée là où ces minéraux sont en quantité plus importante que de coutume. Ce phénomène est particulièrement évident dans l'anorthosite située en bordure du massif.

L'anorthosite typique, celle de couleur gris pâle est composée à 90 pour cent de plagioclase à andésine (An₄₀-An₄₇). Quelques sections minces ont montré un plagioclase zoné dont le centre avait la composition de la labradorite (An₆₀).

Invariablement, dans toutes les sections minces étudiées, le plagioclase est antiperthitique et cela dans une proportion variable, quoique ne dépassant guère 25 pour cent. L'antiperthite est du type "patch like" et pourrait bien en être une d'exsolution, puisqu'elle est la cause d'un phénomène d'extinction ondulante observé chez les cristaux de plagioclases antiperthitiques. Ceci implique que la calcité des plagioclases a peut-être été réduite par une migration du calcium vers l'orthose ou vers l'extérieur du grain pour aider à former les carbonates rencontrés en petite quantité dans quelques sections minces.

Le quartz est un minéral qui ne se rencontre presque pas dans l'anorthosite. Quelques grains de quartz ont été trouvés dans 2 sections minces sur 25 étudiées. Seule la myrmékite semble assez répandue, quoique en faible quantité. On la trouve autour des cristaux de plagioclases montrant une texture granulée.

Le pyroxène le plus commun est l'augite. Viennent ensuite l'hypersthène et l'enstatite. La combinaison augite-hypersthène est la plus usuelle. Il n'est pas rare d'observer le phénomène d'ouralitisation de l'augite. La hornblende qui en résulte est d'un vert bouteille et faiblement pléochroïque. La chloritization et la serpentinisation le long des plans de clivage de l'augite sont chose courante. Les pyroxènes et les ferromagnésiens sont en faible quantité dans l'anorthosite, mais ce sont des minéraux distribués presque uniformément dans tout le massif.

La biotite, lorsque présente, est en quantité inférieure à 1 pour cent. Elle accompagne toujours l'ilménite. La présence d'ilménite (plus précisément hemo-ilménite) dans l'anorthosite est irrégulière. Tantôt le minéral est disséminé dans la roche, tantôt il est concentré sous forme de lentilles dépassant rarement deux à trois pouces de longueur sur un d'épaisseur. En d'autres occasions, l'ilménite est totalement absente.

Lorsque l'ilménite est en lentille, elle est rarement seule; des ferromagnésiens, amphibole et/ou pyroxène l'accompagnent. Le phénomène inverse se produit lorsque des minéraux ferromagnésiens sont concentrés ensemble dans la roche; un peu d'ilménite s'y trouve. Une analyse par diffraction au rayons-x d'une lentille de ferromagnésiens a révélé la présence d'amphibole monoclinique, d'ilménite, d'hématite et de talc.

Du côté ouest de la rivière Puyjalon, à environ quatre milles au sud de la décharge du lac Puyjalon, nous avons retracé une étroite bande d'anorthosite titanifère longue d'environ $\frac{1}{2}$ mille et large d'environ 1 pied où le pourcentage d'ilménite varie entre 13 et 20 pour cent. La direction de cette bande est approximativement nord-sud. Les minéraux accessoires, comme l'apatite, le sphène, l'épidote, la magnétite et le carbonate sont communs mais en petite quantité sauf pour le cas de la magnétite. Ces minéraux, l'apatite surtout, sont liés à la présence des ferromagnésiens et y sont presque toujours associés. La magnétite est très rare dans l'anorthosite, on ne la rencontre généralement

qu'en bordure du massif où elle est en assez forte quantité pour attirer l'aimant.

De l'anorthosite rose est trouvée à l'état d'enclave dans l'anorthosite gris pâle. Le moyen le plus facile de retracer ces enclaves est d'examiner les faces abruptes des diaclases dans l'anorthosite. Les masses d'anorthosite rose peuvent avoir jusqu'à cinq pieds de longueur par quatre pieds de hauteur. A part la couleur rose, elle est identique à l'anorthosite verte. Quelques sections minces étudiées ont toutefois permis de constater que les plagioclases sont attaqués par de la saussurite et de la séricite. De la muscovite et des carbonates s'y sont aussi développés; la muscovite étant disposée sous forme de faisceau au centre des cristaux de plagioclase.

Texture de l'anorthosite

La texture de l'anorthosite est surtout protoclastique. Les cristaux de plagioclase sont souvent brisés, puis ressoudés par du plagioclase de composition identique au feldspath brisé. Les plans de macles des gros cristaux de plagioclase sont généralement arqués. L'extinction ondulante remarquée chez les plagioclases antiperthitiques provient d'un phénomène d'exsolution et non de déformation mécanique. On note aussi que les plagioclases sont plus antiperthitiques vers leur marge extérieure qu'à l'intérieur.

D - Syénite, syénite quartzifère

Le massif d'anorthosite est limité par une bande de syénite quartzifère à structure gneissique. Cette bande peut avoir environ deux milles de largeur.

Le contact entre l'anorthosite et la syénite se fait graduellement sur une distance de quelques cents pieds, quoique parfois il soit assez brusque. Ce contact est assez abrupt vers l'extérieur du massif d'anorthosite.

La syénite est de couleur brun foncé à rouille en surface altérée et d'un brun plus pâle en surface fraîche. Les cristaux et phénocristaux de feldspath ont souvent une couleur bleuté. Le grain varie de moyen à grossier et les phénocristaux de feldspath sont nombreux, surtout en bordure du contact avec l'anorthosite.

La roche a partout été sujette à une forte altération. A cause de son contenu assez élevé en ferromagnésiens. La syénite a su moins bien résister aux intempéries que l'anorthosite. Les échantillons frais ont été très difficiles à prélever car la zone d'altération en surface est de 1 à 2 pieds d'épaisseur.

Dans le voisinage du contact, le quartz est rare mais à mesure qu'on s'en éloigne vers l'extérieur, la syénite devient de plus en plus quartzifère; jusqu'à 15 pour cent de quartz parfois. Il en est de même pour la myrmékite.

La calcité des plagioclases semble assez stable dans la syénite et la syénite quartzifère entre An_{30} et An_{40} . Les

valeurs les plus hautes sont enregistrées dans le voisinage de l'anorthosite. Le pourcentage quantitatif des plagioclases varie énormément d'une extrémité à l'autre de la bande de roches syénitiques. Près de l'anorthosite, les teneurs en plagioclase sont fortes (jusqu'à 70 pour cent) et le feldspath est antiperthitique tout comme dans l'anorthosite. A $\frac{1}{2}$ mille du contact ce pourcentage diminue rapidement pour atteindre parfois 2 à 6 pour cent. La perthite et la microperthite apparaissent alors pour se substituer au plagioclase. A ce stage, la perthite et la microperthite sont surtout à l'état de phénocristaux dans la roche. Il y a donc diminution de plagioclase et augmentation de feldspath potassique à partir du contact avec l'anorthosite vers les roches granitiques de l'extérieur.

La distribution des ferromagnésiens représentés surtout par de l'augite et de l'hypersthène (quelquefois enstatite) et par une amphibole hornblendique est très irrégulière dans les roches syénitiques. Dans l'ensemble, ces minéraux constituent plus que 30 pour cent de la composition totale de la roche, sans en dépasser ou en dépassant rarement 50 pour cent.

Là où la syénite et la syénite quartzifère sont gneissiques, la gneissosité est marquée par des bandes de matériel foncé constitué en grande partie de ferromagnésiens. Ces derniers, avec la magnétite et la biotite sont confinés en de minces lacets de $\frac{1}{4}$ de pouce ou moins d'épaisseur, intercalés entre des couches de matériel feldspathique et/ou quartzique dont l'épaisseur varie entre $\frac{1}{2}$ et 2 pouces.

Si les roches syénitiques ont un aspect massif, les ferromagnésiens sont disséminés ou sont concentrés au hasard sous forme de veinules ou de pochettes n'ayant guère plus qu'un pouce de longueur et moins de $\frac{1}{2}$ de pouce d'épaisseur.

L'augite est le pyroxène prédominant, l'hypersthène l'accompagne presque toujours et y est souvent incorporé sous forme d'inclusion ou entre ses plans de clivages. La hornblende résulte manifestement de l'ouralitisation de l'augite. On trouve rarement une sans l'autre.

La biotite (1 à 5 pour cent), la magnétite (3 à 10 pour cent) et quelquefois un peu d'ilménite, accompagnent presque toujours les pyroxènes et les amphiboles. Il en est de même pour les minéraux accessoires tels que apatite, sphène, carbonate, pyrite, épidote et hématite.

Dans l'ensemble les roches syénitiques sont légèrement magnétiques, avec cette précision près que le magnétisme est beaucoup plus fort dans les voisinages du contact avec l'anorthosite.

Structure et texture des roches syénitiques.

La gneissosité observée dans les roches syénitiques suit fidèlement l'allure du contact de ces roches avec l'anorthosite et possède un pendage vertical ou incliné vers l'extérieur. Cette gneissosité ne se reflète pas dans la microstructure de la roche.

La texture de la roche est granulitique. Le quartz et le feldspath montrent des signes de déformation mécanique

(extinction ondulée chez le quartz, macles arquées chez le plagioclase, grains écrasés et broyés dans leur pourtour.) Les feldspaths sont attaqués par la séricite, tandis que la biotite est parfois chloritisée. L'altération météorique de la roche est cause de la présence de limonites dans les microfractures.

Des injections de granite rose du type aplitique recoupent la syénite et la syénite quartzifère dans les parties est et sud-est de la bande. Ces injections, variant entre 50 et 100 pieds de largeur affleurent en forme de lacets dont la longueur varie de $\frac{1}{2}$ à $1\frac{1}{2}$ mille. Elles sont disposées à peu près parallèlement au contact anorthosite-syénite. Quelquefois, en bordure de ces injections on trouve des lentilles de "flaser gneiss" indiquant une déformation intense de la roche mère lors de la venue de matériel granitique.

E - Zone de transition

La marge extérieure de la ceinture de syénite quartzifère entre progressivement en contact avec les roches granitiques du centre de la région. Ce contact se fait si lentement et avec une telle harmonie qu'il est nettement impossible de la situer exactement sur la carte.

Nous avons cru bon de l'indiquer par une zone de transition large de $\frac{1}{2}$ mille, d'allure à peu près semblable à celle du contact entre l'anorthosite et la syénite quartzifère.

Dans cette zone, les variations dans la calcité des plagioclases et dans le pourcentage de quartz et de ferromagnésiens présents sont telles que les deux faciès syénitique et granitique s'y retrouvent indifféremment.

La seule indication sur le terrain qui puisse aider à déterminer l'amplitude de la zone de transition est la présence d'une grande quantité de petites zones de cisaillement à faible prolongation (environ 25 à 50 pieds) où la roche est de couleur rouge brique et très friable.

F - Relation d'âge, Anorthosite-syénite

Mawdsley (1927), Retty (1941) et Blais (1960) ont placé l'anorthosite trouvée dans leur région plus vieille que les roches syénitiques environnantes. Claveau (1949) qui étudia les anorthosites lors de son exploration de la rivière Romaine supérieure n'a pas observé de contact véritable entre l'anorthosite et les gneiss syénitiques et aucune gradation entre les deux faciès. Par contre la texture cataclastique de la syénite composée à la texture protoclastique de l'anorthosite pourrait résulter de la mise en place de l'anorthosite. Ces facteurs ont porté Claveau à situer l'anorthosite plus jeune que la syénite. Toutefois, Claveau n'a pu se prononcer sur la présence non loin du contact d'enclaves d'anorthosite dans la syénite.

Hargroves (1959) après avoir étudié les anorthosites aux environs des lacs Tio et Puyjalou et après avoir consulté les ouvrages de Mawdsley (1927), Buddington (1939), Michot

(1939 a,b,) et Jooste (1958), conclut qu'une variation zonée d'anorthosite à syénite est caractéristique des massifs d'anorthosite. Sur ce point, il est d'accord avec Michot qui postule une gradation non interrompue à partir de l'anorthosite vers des roches nositiques pour aboutir à des mangésites et des syénites. Pilpotts (1966) en est venu à peu près à la même conclusion à la suite de ses travaux sur les anorthosites du sud du Québec.

De notre part, nous avons observé que le contact entre l'anorthosite et la syénite se fait sur une largeur d'une vingtaine de pieds. Dans le voisinage immédiat du contact, l'anorthosite est quelque peu gneissique et ressemble beaucoup en apparence à la syénite gneissique. On pourrait plutôt appeler hybride la roche qui se trouve dans cette zone de contact. En quelques endroits, dans cette roche hybride on trouve des blocs (de trois à quatre pieds de diamètre) d'anorthosite gris pâle, à grain moyen. Cette constatation porterait à croire que la syénite est d'un âge génétique et tectonique postérieur à l'anorthosite.

Toutefois, même si la texture de l'anorthosite est protoclastique et celle de la syénite cataclastique, il y a un passage lent, mais graduel d'une phase basique à une phase acide à partir de l'anorthosite vers la syénite. De plus, la composition des plagioclases ne montre pas une très grande variation au passage d'un type à l'autre de ces roches.

La texture cataclastique de la syénite pourrait vraisemblablement être causée par la venue des roches granitiques du centre de la région.

En conclusion, on pourrait assumer que la syénite, par différenciation progressive est génétiquement postérieure à l'anorthosite. Cet énoncé n'exclut quand même pas la possibilité d'une intrusion post ou syntectonique de la syénite.

G - Gabbro et roches dérivées

(1) Aperçu général

Sous la dénomination de roches gabbroïques entre en ligne de compte la presque totalité des roches basiques de la région, à l'exception de l'anorthosite.

Le gabbro affleure à l'est de la rivière Romaine où il s'est infiltré dans les roches métasédimentaires sous forme de filons-couches et à quelques endroits sous forme de dykes et de petits amas discordants. Du côté est et ouest du lac Cormier, le gabbro est en contact avec des roches granitiques.

A l'ouest de la rivière Romaine, on ne trouve que des vestiges de roches gabbroïques à l'état d'enclaves dans les roches granitiques.

(2) Relations d'âge

Les constatations énoncées plus haut, ont permis de placer l'âge des gabbros plus ancien que celui des granites

et plus jeune que celui des roches métasédimentaires. Nous ne savons pas la position relative des gabbros vis-à-vis l'anorthosite, mais Retty (1944), Claveau (1949) et Blais (1960) les ont tous placés plus jeune que cette dernière.

Les couches individuelles de gabbro sont très variables quant à leur puissance. Elles peuvent être de quelques pieds à un peu plus de $\frac{1}{2}$ mille de largeur. Leur épaisseur n'est pas constante; on constate souvent des rétrécissements et des gonflements le long de leur direction.

(3) Types de gabbros

Il n'y a pas de véritable gabbro dans la région. Les quatre types principaux d'après leur degré d'altération sont: le gabbro à ouralite, l'amphibolite, l'amphibolite gneissique et les roches hybrides. Le minéral important dans ces variétés est l'amphibole. Seul le gabbro à ouralite contient du pyroxène.

(a) Gabbro à ouralite

Le gabbro à ouralite se rencontre dans la partie nord-est de la région. La roche est massive et très dure. La couleur varie entre gris foncé et noir, le grain est de moyen à grossier.

En coupe mince, la roche montre une texture ophitique. Le plagioclase est peu altéré et est souvent sous forme de lattes. L'amphibole se présente soit en grains individuels, soit en agglomération de cristaux entre les grains de plagioclase ou soit en

couronne autour de grains de pyroxènes non complètement transformés.

La composition minéralogique du gabbro à ouralite est à peu près la suivante:

Pyroxène,	5 à 20 pour cent
Amphibole,	20 à 50 pour cent
Plagioclase,	30 à 40 pour cent
Biotite,	1 à 10 pour cent
Chlorite,	quantité minime à 5 pour cent
Magnétite,	quantité minime à 3 pour cent
Minéraux accessoires	Apatite, sphène, épidote, quartz et pyrite.

Les pyroxènes sont l'augite et en faible quantité, l'hypersthène. L'amphibole est une hornblende verte, presque bleuâtre parfois. Il arrive que la hornblende soit poecilitique. La roche contient également de la trémolite jusqu'à occurrence de 7 pour cent.

Le plagioclase est de composition An_{38} . Quelques plagioclases sont zonés et montrent une composition de An_{50} en leur centre, leur bordure étant environ An_{35} . De nombreuses enclaves d'amphiboles sont présentes généralement dans les plus gros cristaux de plagioclase.

La magnétite, en très petits cristaux, saupoudre les grains d'amphibole, surtout le long de leurs plans de clivages, leur donnant ainsi une couleur plus foncée que la normale (vert bouteille en lumière naturelle). Ailleurs, la magnétite est associée avec la biotite et se présente en grains irréguliers

ou en agglomérations de cristaux. La chlorite provient de l'altération de la biotite et de l'amphibole et est de deux genres, le clinochlore et la penninine.

(b) Amphibolite

L'amphibolite se retrouve dans les formations gabbroïques qui reposent sur les couches métasédimentaires à l'est et au sud du lac à l'Ours. Elle affleure aussi au nord de la moitié est de la Baie Saint-Laurent.

Tout comme le gabbro à ouralite, l'amphibolite est dure, de couleur noirâtre et à grain fin ou moyen (parfois grossier). Son apparence est massive mais si la biotite est en assez bonne quantité dans la roche, elle montre une légère foliation due à l'orientation des feuillets de biotite. La texture des minéraux est hypidiomorphique. Certains cristaux de hornblende et de biotite sont enhédraux.

Dans les coupes minces étudiées, la composition minéralogique est la suivante:

Plagioclase, (An ₄₀ à An ₇₅)	30 - 60 pour cent
Amphibole,	37 - 60 pour cent
Biotite brunâtre,	0 - 10 pour cent
Chlorite,	0 - 2 pour cent
Magnétite,	quantité minime à 2 pour cent
Minéraux accessoires	apatite, sphène, zircon, pyrite et quartz.

Le plagioclase est souvent altérée en séricite ou en saussurite. Cette altération est de degré très variable. Les cristaux de plagioclase les plus altérés contiennent parfois des agrégats radiaires de muscovite en paillettes.

L'amphibole est une hornblende vert pâle et de l'hastingsite (2V petit, extinction parallèle). Plusieurs cristaux de hornblende sont poécilitiques et contiennent des grains irréguliers de plagioclase et de quartz secondaire. Des bâtonnets de biotite et des granules de magnétite se trouvent en association avec la hornblende sous forme d'inclusion. La biotite est quelquefois remplacée par de la chlorite magnésienne (penninine).

Le sphène est le minéral accessoire le plus commun et semble relié à la présence de la magnétite et de la hornblende. Une section mince montre des grains subhédraux de sphène sous forme de petites traînées sinueuses. L'apatite est moins commune que le sphène tandis que la pyrite et le zircon sont rares.

(c) Amphibolite gneissique

Dans l'angle sud-est de la région, les formations métasédimentaires ont été plissées et repoussées par des intrusions granitiques. Il arrive que le gabbro altéré qui est interlité avec ces formations métasédimentaires deviennent alors gneissique, voire schisteux là où les plissements sont les plus intenses. La roche qui en résulte est une amphibolite gneissique ou schisteuse selon le cas, souvent les deux sont interlitées.

Ces deux types sont à l'occasion très difficile à distinguer des gneiss et des schistes à amphibole des roches métasédimentaires.

Par contre, à l'est du lac Cormier, l'amphibolite massive prise dans des roches granitiques passe graduellement de l'état massif à gneissique et schisteux pour aboutir au stage de roche hybride au contact avec les granites.

L'amphibolite gneissique et de couleur noire, parfois verdâtre. Le grain varie de petit à moyen. Lorsque la roche devient schisteuse, les grains d'amphiboles sont aciculaires et sont orientés dans le sens de la schistosité qui est d'ailleurs identique à l'attitude des filons-couches. L'amphibolite est souvent recoupée par des dykes et des rubans irréguliers de pegmatite blanchâtre. La puissance de ces injections est de $\frac{1}{2}$ à 2 pouces.

La composition minéralogique de l'amphibolite schisteuse est sensiblement la même que celle de l'amphibolite gneissique à savoir:

Plagioclase,	30 - 50 pour cent
Amphibole,	40 - 60 pour cent
Magnétite,	1 - 7 pour cent
Quartz,	0 - 14 pour cent
Biotite,	0 - 10 pour cent
Chlorite,	0 - 10 pour cent
Minéraux accessoires,	Apatite, sphène, zircon, épidote, pyrite et hématite (rare)

La composition du plagioclase est entre An₅₀ et An₇₅. L'amphibole se subdivise en trois variétés; hornblende verte commune, hastingsite et cummingtonite. La biotite s'associe presque toujours à la hornblende et parfois à la magnétite enhédrale dans la variété schisteuse de l'amphibolite. Le quartz, lorsque présent se trouve sous forme de petites veinules parallèles à la gneissosité de la roche ou à l'état d'inclusion dans la hornblende poecilitique.

Les plagioclases montrent un fort degré d'altération en sérícite. La muscovite occupe en quelques occasions le centre des plages de feldspath sérícitisé. La hornblende et la biotite apparaissent souvent sous forme de longs cristaux prismatiques et se trouvent concentrés en des couches entrelardées de matériel feldspathique. La chlorite (clinocllore et penninine) est un produit d'altération de la hornblende et de la biotite.

Dans une coupe mince abonde de l'hypersthène. Cette coupe mince provient d'une amphibolite schisteuse sise près de gabbro à ouralite, à l'est du lac Cormier. Dans une autre coupe mince, en plus de la hornblende ordinaire, on trouve un peu de trémolite fibreuse.

b) Roches hybrides

La masse de gabbro, située des côtés ouest et est du lac Cormier, a été grandement reconstituée par un apport de nouveaux constituants lorsqu'elle a été dérangée par la venue de roches granitiques.

Ces roches gabbroïques, emprisonnées dans une enceinte granitique, montrent différents degrés d'altération et ne peuvent être désignées que sous le nom de roches hybrides. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des bandes gabbroïques de faible puissance. Le centre des bandes qui ont plus de $\frac{1}{2}$ de mille de largeur peut encore être identifié à du gabbro à ouralite ou à de l'amphibolite, mais vers l'extérieur, la roche perd graduellement de son intégrité.

Les roches hybrides sont de couleur foncée; gris-noir en général. Elles recèlent beaucoup d'agglomérats de minéraux felsiques qui font penser à des phénocristaux. Leur apparence est massive et leur structure granitique, tout comme celle des granites avec lesquelles elles sont en contact. Le grain est grossier.

La composition des roches hybrides est à peu près celle d'une diorite quartzifère. Elles sont composées essentiellement d'amphibole (hornblende et parfois hastingsite), de plagioclase, de biotite et de quartz. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon, l'épidote, le carbonate, la pyrite, la magnétite et la tourmaline.

Le plagioclase est une andésine sodique séricitisée de 25 à 75 pour cent. Le carbonate est aussi un produit d'altération du plagioclase. La roche contient quelquefois d'autres feldspaths qui sont soit de l'orthose ou soit de la microcline. L'orthose est surtout à l'état d'inclusion dans le plagioclase et la hornblende. Le quartz est en quantité variable et sa

présence est sporadique. La biotite est altérée en penninine. La penninine en quelques occasions la remplace presque complètement. La magnétite est en quantité assez importante pour rendre la roche magnétique. Le sphène et la pyrite sont reliés à la présence de la magnétite. L'apatite est généralement en grains individuels, disséminée dans la roche sous forme de cristaux sub-hédraux. La tourmaline est rare et n'apparaît que dans une section mince étudiée.

A la suite de déformations mécaniques, les roches hybrides ont parfois une structure gneissique et c'est dans cette variété gneissique que l'on rencontre les plus fortes concentrations de sphène, d'apatite et d'épidote.

H - Granite gneissique et gneiss ocellé

Le granite gneissique affleure le long de la côte est de la région, entre la Baie Victor et la Pointe aux Indiens, et au nord de la Baie Saint-Laurent. On en trouve aussi au nord de la rivière Romaine dans la partie ouest du territoire.

Le gneiss ocellé constitue le noyau de la structure ellipsoïdale en forme de dôme, localisée au nord du lac à l'Ours. Il affleure aussi sur une petite île située sur la rivière Romaine environ $\frac{1}{4}$ de mille à l'est de la Chute à Charlie. Au nord de la même chute, on en trouve de petits amas dans des roches granitiques.

La couleur de ces roches est rose et le grain varie de moyen à grossier. Les yeux de feldspath dans le gneiss ocellé ne dépassent pas 1 pouce de diamètre et sont mis en évidence par

une mince couronne de minéraux foncés, surtout biotite et magnétite, qui les entoure. Les yeux sont en forme d'ellipse et le grand axe est orienté dans le sens de la gneissosité. Le granite gneissique doit sa structure à de minces filets de matériel riche en biotite qui séparent des bandes discontinues de $\frac{1}{2}$ pouce à 2 pouces d'épaisseur, composée presque exclusivement de quartz et de grains lenticulaires de feldspath.

La minéralogie des deux types de roches est sensiblement la même.

Quartz	10 - 50 pour cent
Feldspath Potassique	15 - 45 pour cent
Plagioclase	10 - 30 pour cent
Biotite	5 - 15 pour cent
Minéraux accessoires	Apatite, sphène, zircon, ilménite et magnétite.

Les grains de quartz sont xénomorphes et montrent toujours une extinction ondulante. Le feldspath potassique le plus rencontré est le microcline qui se présente en cristaux d'inégales dimensions et souvent agglomérés pour former les yeux dans le gneiss oillé. L'orthose est telle quelle ou perthitique. Le plagioclase dont la composition varie entre An_{12} et An_{25} est parfois antiperthitique. Les feldspaths sont plus ou moins altérés en séricite et leur grains, rognés dans leur pourtout sont attaqués par de la biotite et de la myrmékite.

Certaines variétés de granite gneissique et de gneiss oillé, celles situées au nord de la rivière Romaine, contiennent

un pourcentage variable (rarement supérieur à 15 pour cent) de hornblende et de pyroxène (augite et/ou hypersthène).

La biotite et la hornblende sont altérés en chlorite, soit clinochlore ou penninite. Le sphène, l'apatite et le zircon sont trouvés avec la biotite et la magnétite.

Les observations recueillies sur le terrain indiquant que les granites gneissiques et les gneiss ocellés sont plus récents que les roches sédimentaires et les roches gabbroïques. Des enclaves de roches métasédimentaires et gabbroïques sont retrouvées dans ces deux types de roche. Le gneiss ocellé, tel que déjà mentionné, occupe le centre d'une structure anti-forme au nord du lac à l'Ours et y est recouvert d'écaillés de roches métasédimentaires. Des dykes de granite rose à grain moyen recoupent le granite gneissique et le gneiss ocellé et sont à angle avec la gneissosité. Ces dykes sont de faible puissance et ne peuvent être indiqués sur la carte lorsqu'ils sont trop petits.

La foliation des granites gneissiques et des gneiss ocellés est parallèle à la stratification des roches métasédimentaires environnantes, ce qui indique que la mise en place de ces roches s'est produite avant la fin du métamorphisme régional.

I - Roches granitiques

II - Introduction

Les roches granitiques, tel que déjà mentionné au début de ce rapport, sont les plus importantes de la région

du Lac à l'Ours. Elles ont envahi, au centre et à l'est, des roches sédimentaires et gabbroïques. De ce fait, elles sont grandement responsable du degré de métamorphisme et du dérangement structural de ces roches. A l'ouest, les roches granitiques sont venues se heurter aux syénites qui entourent le massif d'anorthosite et les ont en partie assimilées (voir zone de transition).

Complètement à la partie orientale de la carte, nous avons une portion de deux stocks granitiques séparés; celui du lac Ferland et celui du lac du Milieu. Ces deux stocks ont été reconnus et décrits par Cooper (1957). Dans le rapport de Cooper, le granite du lac du Milieu porte le nom de granite du lac Tanguay. Celui du lac Ferland reste le même.

Dans la partie centrale de la région, on ne retrace que des reliques de roches métasédimentaires et gabbroïques. De deux choses l'une: où la granitisation à cet endroit a été plus intense qu'à l'est, ou l'épaisseur des roches envahies y était plus faible et allait en augmentation vers l'est.

Quoique nous ne pouvons nous prononcer exactement à ce sujet, les travaux effectués par Claveau (1949), Grenier (1957), Cooper (1957) et Blais (1956) nous portent à accepter la dernière hypothèse. Le contact ouest de la fosse des sédiments appartenant à la série Wakeham aurait donc été effacé par la venue de roches granitiques dans la région du Lac à l'Ours.

(2) Nature des granites

A cause des différents types de roches avec lesquels les granites sont venus en contact, il en résulte des variations régionales dans leur composition minéralogique, leur structure et leur texture.

Essentiellement, les granites peuvent se subdiviser en deux grandes catégories; les granites du type charnockitique et les granites roses à biotite.

(a) Les granites du type charnockitique

Ces granites généralement porphyroïdes sont d'une couleur brunâtre causée par leur contenu en ferromagnésiens. Leur texture est granitique et leur structure légèrement gneissique. Ces granites sont confinés exclusivement du côté ouest de la rivière Romaine et ont subi l'influence des roches syénitiques avec lesquelles elles sont entrées en contact. Cette influence se manifeste dans la structure gneissique de la roche qui est fidèle à l'allure de la zone de transition entre syénites et granites et dans la composition minéralogique qui s'établit comme suit:

Quartz,	15 - 45 pour cent
Feldspath Potassique ,	30 - 50 pour cent
Plagioclase,	10 - 50 pour cent
Biotite,	3 - 10 pour cent
Amphibole,	3 - 10 pour cent
Pyroxène,	0 - 10 pour cent

Magnétite,	1 - 5 pour cent
Minéraux accessoires,	Apatite, sphène, épidote, sphène, zircon, pyrite et carbonate.

Les cristaux de quartz, engrenés et xénomorphes montrent une extinction ondulante. Souvent le quartz se présente avec l'orthose sous forme de myrmékite en bordure des grains de feldspath. Le feldspath potassique prédominant est l'orthose, vient ensuite le microcline. L'orthose est dans des grains de perthite ou de microperthite qui eux aussi montrent une extinction ondulante. Le plagioclase, de composition An₂₄-An₂₉, se présente sous forme de tablettes allongées irrégulièrement rognées à leurs extrémités. La hornblende verte et la biotite sont souvent associées. Les pyroxènes en grains subhédraux sont soit de l'augite, soit de l'hypersthène ou encore les deux combinés ensemble. Les feldspaths et les ferromagnésiens sont partiellement altérés en séricite et en chlorite. La muscovite est quelquefois présente dans les plages de séricite.

(b) Granite rose à biotite

C'est le plus répandu des granites. Son domaine s'étend surtout du côté est de la rivière Romaine. La roche est massive, de grain fin à grossier et de texture variable.

La masse de granite charnockitique qui borde les roches syénitiques est interrompue au nord de par des venues de granite rose à biotite. Ce granite qui est à grain fin pousse des apophyses dans les roches charnockitiques.

Du côté est de la rivière Romaine, le granite est surtout à grain grossier avec des variances à grain fin et moyen. Une texture spéciale, dite graphique se développe fréquemment dans les plus gros cristaux de feldspath.

La composition minéralogique du granite rose à biotite est la suivante:

Quartz,	15 à 25 pour cent
Feldspath potassique,	15 à 45 pour cent
Plagioclase,	20 à 50 pour cent
Biotite,	3 à 10 pour cent
Minéraux accessoires,	magnétite, apatite, sphène, zircon et épidote.

En comparaison avec la minéralogie des roches charnockitiques, la minéralogie du granite rose à biotite offre les changements suivants: absence d'amphibole et de pyroxène, remplacement de la perthite par du microcline et de l'orthose individualisé, plagioclase de composition An_8 à An_{24} .

Nous avons aussi associé au granite rose à biotite un autre type de granite à caractère aplitique. Ce dernier est peu répandu et est parfois confondu pour du granite à biotite de grain fin. Il contient environ 25 pour cent de quartz, peu de plagioclase et environ 70 pour cent de feldspath potassique sous forme de microcline ou d'orthose. La biotite et la magnétite sont absentes. Les grains sont équidimensionnels et presque sphériques, rappelant un peu la texture d'un grès poreux.

J - Pegmatites

Les pegmatites de la région sont de deux âges différents. Les pegmatites anciennes probablement apparentées au

granite gneissique, se présentent généralement sous forme de minces dykes et filons-couches qui recourent les roches métasédimentaires et les migmatites. Elles finissent par disparaître le long de la foliation des migmatites, de même que le long de la schistosité et de la gneissosité des assises de schistes et de gneiss comprises dans les roches métasédimentaires. Les pegmatites anciennes sont confinées dans la partie est de la région.

Les pegmatites jeunes ou tardives, par contre, sont répandues dans toute la région, quoique presque inexistantes dans le massif d'anorthosite. Elles recourent au hasard les pegmatites anciennes et leurs contacts avec les roches encaissantes tranchent nettement. Elles sont généralement à grain plus grossier que les pegmatites du premier groupe et se présentent en gros amas. Les occurrences les plus fréquentées de ces pegmatites sont dans l'angle sud-est de la région.

L'intrusion des pegmatites anciennes date d'une époque antérieure à la mise en place des roches granitiques. Des dykes de granite rose à grain moyen recourent ces pegmatites. Les pegmatites tardives cependant, recourent les deux types de roche précédents; elles seraient donc plus jeunes que les roches granitiques.

La composition des pegmatites est assez simple; quartz, microcline, orthose et plagioclase. Les variétés graphiques de contiennent pas de plagioclase. Le plagioclase est présent surtout dans les pegmatites anciennes

et il est très séricitisé; sa composition est celle de l'albite. Le microcline est le minéral important dans les pegmatites tardives tandis que l'orthose prédomine sur le microcline dans l'autre type. Le quartz remplit des interstices entre les cristaux de feldspath et constitue également dans ceux-ci un enchevêtrement graphique que l'on distingue facilement dans les échantillons macroscopiques.

La biotite et la muscovite apparaissent sporadiquement dans la pegmatite. La couleur de la pegmatite sera plutôt blanche si elle est à muscovite et plutôt rose si à biotite. La muscovite est plus fréquente et ses cristaux sont souvent de grande taille; 3 à 4 pouces de diamètre. Les feuillets de biotite ont parfois un diamètre qui atteint presque deux pouces.

En certains endroits, comme au nord de la Baie Victor et à l'est, sud-est du lac à l'Ours, la pegmatite contient des cristaux octaèdres de magnétite de deux pouces de diamètre au maximum. Sur quelques affleurements nous avons aussi observé la présence de cristaux de tourmaline noire bien formés et réunis en agglomérats pouvant avoir 1 pouce de diamètre.

PALEOZOÏQUE

Roches sédimentaires paléozoïques

Des calcaires aphanitiques d'âge ordovicien (Twenhofel, 1938) affleurent en bordure de la mer (Pointe à l'Eau Claire, Pointe aux Ammonites) et sur les îles Fausse-Passe et Saint-Charles. Les lits de calcaires sont d'une

épaisseur de 3 à 5 pieds. Ils sont de couleur gris pâle à gris foncé. Certains horizons dans ces lits contiennent beaucoup de fossiles, surtout des brachiopodes. Du calcaire dolomitique, de couleur brunâtre ou jaune chamois est superposé au précédent. Cette roche dont les lits varient de 5 à 8 pieds d'épaisseur ne contient aucun fossile.

Au niveau de la mer, à la base des calcaires, on observe un petit lit de schiste argileux d'une épaisseur de 1 à 2 pouces dont la couleur varie de noir à vert. Juste au-dessus de ce schiste, sur une épaisseur de 8 pouces, le calcaire est plutôt du type calcarénite et contient des grains de quartz de même que des inclusions de schiste argileux vert pâle. D'une façon générale, les roches calcaireuses et le schiste argileux appartiennent à la formation Mingan et les roches dolomitiques sont de la formation Romaine. Ces deux formations ont déjà été décrites en détail par Twenhofel (1938). Elles reposent en discordance angulaire sur les roches précambriennes (Longley, 1950).

Sur les îles plus à l'est, de même qu'à la Tête à la Perdrix, la Pointe aux Indiens et sur le mont Sainte-Geneviève, les roches sédimentaires sont plutôt dolomitiques. Elles se rattachent à la formation Romaine rapportée plus haut dans le paragraphe précédent. Les strates de dolomie sont généralement un peu plus épaisses que chez les calcaires, quoique sur l'île Sainte-Geneviève, sur une épaisseur de quarante pieds, du schiste argileux soit interlité avec de la dolomie. L'épaisseur des

lits ne dépasse guère 2 à 3 pouces dans ce cas. Les roches de la formation Romaine contiennent peu de fossiles et parmi ceux qui ont été trouvés, des gastéropodes prédominaient en nombre.

Les roches paléozoïques de la région montrent dans l'ensemble un faible pendage vers le sud. Ce caractère se reflète dans la topographie des îles qui ont une tendance à avoir une pente douce sur leur côté sud et un escarpement d'érosion sur leur côté nord. Localement, toutefois, les pendages sont négligeables et les couches sont essentiellement horizontales.

Les fossiles prélevés dans les roches paléozoïques au cours des expéditions de 1964 et 1965 ont été expédiés à la Commission Géologique du Canada à Ottawa où ils ont été identifiés par le Dr G.W. Sinclair. Nous sommes très redevables au Dr Sinclair pour son excellent travail et nous en publions ici les résultats quoique dans son rapport, Sinclair mentionne que les identifications de fossiles sont sujettes à une révision possible.

Report No. 02-1966-GWS

Report on Ordovician fossils from Mingan Islands,
Quebec, August, 1964. Submitted by Jean Depatie,
Quebec Department of Natural Resources. (NTS-221)

"The relevant parts of any manuscript prepared for
publication that paraphrase or quote from this
report should be referred to the Palaeontology
Section for possible revision."

Determinations

Ile Ste. Geneviève

Maclurites romainensis Twenhofel
Cameroceras sp. siphuncle

Hunting Island (Ile à la Chasse)

Piloceras sp.

Pointe aux Indiens (Mainland)

Maclurites sp.
Ophileta sp.

Ile St. Charles (Près de Havre St. Charles)

Rostricellula sp. cf. R. orientalis Billings
(Camarotoechia of Twenhofel)
Straight cephalopod indet.

Ile St. Charles

Rostricellula sp.
Ctenodonta(?) sp.
Cyrtodonta sp.
Lophospira sp. A
Raphistomina sp.
Illaenus sp.
Isotelus sp.

Ile Fausse-Passe (Côté Est)

Zittelella varians (Billings) (Eospongia of Twenhofel)
Billingsaria sp. (Stylaraea of Twenhofel)
crinoid stems and fragments
Rhinidictya sp.

Ile Fausse-Passe (Côté Est) cont'd

Camerella varians Billings
Glyptomena sp. minganensis (Twenhofel and Whiting)
 (Rafinesquina of Twenhofel)
Rostricellula sp.
Dactylogonia incrassata (Billings)
 (formerly a Leptaena)
Maclurites sp. cf. M. magnus Lesueur
Maclurites sp. cf. M. oceanus Billings
Helicotoma(?) sp.
Trochomena tricarinatum Billings
 Gastropoda indet.
Diestoceras sp.
 "Spyroceras" sp. cf. "S" magnosiphonatum Foerste
Plectoceras sp. cf. P. jason (Billings)
Kionoceras(?) sp. - small form
 Cephalopoda indet. - straight forms
Bumastoides sp.
Illaenus sp.
 Eurychilid ostracod
 (?) Dilobella minganensis
Aparchites sp.

Ile Fausse-Passe (Côté ouest)

Eospongia roemeri Billings
Hudsonospongia duplicata Raymond and Okulitch
Zittelella varians (Billings)
 crinoid fragments
 ramose trepostome bryozoan
 encrusting bryozoan
Dactylogonia incrassata (Hall)
Camerella sp. cf. C. varians Billings
Glyptomena sp.
Hesperorthis sp. cf. H. ignicula (Raymond)
Mimella sp.
Holopea vigneauensis Twenhofel (poor specimen)
Bucania sp.
Helicotoma(?) sp.
Lophospira aspera (Billings)
Lophospira sp. B.
Maclurites sp. cf. M. magnus Lesueur
Maclurites sp. cf. M. oceanus Billings
Straparollina(?) sp.
 straight cephalopods indet.
Kionoceras sp. - small form
 "Spyroceras" sp.
 asaphid trilobite pygidium
Bumastus sp.

Report No. 02-1966-GWS

Ile Fausse-Passe (Côté Ouest) cont'dIllaenus sp. - pygidiumIllaenus sp. - small form of I. bayfieldi
fragments of large trilobites indet.Pliomerops canadensis (Billings) - pygidiumAparchites sp.Stratigraphy

These collections seem to be assignable to the units used by Twenhofel in his memoir on the Mingan Islands. The material from Ile Ste. Genevieve and Ile à la Chasse can be referred to the Romaine formation, and the other collections to the Mingan Formation. The small lot from Pointe aux Indiens is too indefinite to permit any certainty about its age.

Most of the fossils can be referred to species described by Twenhofel, or to similar forms. In some cases subsequent work has altered the name, and in these cases the names used in Twenhofel are added for the convenience of using the lists.

G.W. Sinclair

Geological Survey of Canada,
Palaeontology Section,
Ottawa, February 2, 1966.

PLEISTOCENE ET RECENT

Nous avons relevé dans la région de nombreuses preuves d'une glaciation continentale. Sur presque toutes les collines, de même que dans les vallées, on trouve des blocs erratiques ainsi que des débris morainiques.

Toutefois, le modelé de la surface, tel que produit par l'érosion, est sans doute d'âge pré-glaciaire. Le travail des glaciers s'est traduit par le nettoyage des alluvions dans les vallées et par l'arrondissement des sommets des collines.

Les stries glaciaires sont nombreuses. Toutes celles que nous avons relevées sur différents affleurements sont orientées entre S-80-W et S-200-W. Des cannelures glaciaires ayant la même orientation sillonnent l'amphibolite et aussi les roches sédimentaires sises le long de la côte. Dans ces dernières roches, elles sont particulièrement bien développées; de un à quatre pieds de largeur par un ou deux pieds de profondeur et jusqu'à quarante pieds de longueur. Ces cannelures recèlent souvent d'autres cannelures de puissance moindre.

La topographie du littoral fournit aussi d'autres preuves de la glaciation. Les affleurements ont une surface lisse, polie et bien arrondie. Plusieurs ressemblent à de petites roches moutonnées.

Les blocs erratiques sont nombreux et ne semblent pas avoir été transportés sur de longues distances. Nous avons

observé un bloc erratique de dimensions respectables, constitué à 100% d'ilménite titanifère du côté ouest de la rivière Puyjalon à 12 milles seulement au sud du gisement du lac Tio. Les blocs erratiques qui jonchent l'étendue occupée par l'anorthosite sont sans exception composés d'anorthosite. De même les blocs observés dans les régions granitiques sont de composition granitique à quelques exceptions près.

Les dépôts glaciaires sont peu nombreux. La plus grande partie de la roche de fond est à nue ou n'est recouverte que d'une mince couche de mort-terrain. Il est évident que la déposition glaciaire fut très faible. Les nombreuses vallées du plateau aux incisions profondes en sont une preuve concluante. S'il en eut été autrement, ces vallées seraient disparues.

Une grande partie des terraces^{SS} marines que l'on retrouve surtout dans la partie sud de la région est marécageuse et parsemée de petits étangs. Les terraces^{SS} s'étendent vers le nord en remontant la rivière Romaine jusqu'à un point appelé Bassin des Murailles situé à environ huit milles hors de notre région. Les terraces^{SS} s'étendent aussi en remontant la rivière Puyjalon jusqu'à deux milles du lac Puyjalon. Les argiles que l'on trouve dans ces terraces^{SS} sont souvent varvées. L'invasion de la mer Champlain a donc laissé des traces jusqu'à une assez bonne distance à l'intérieur des terres.

TECTONIQUE

I. Structure générale, plis, failles, zone de cisaillement

1 - Partie ouest de la région

Le massif d'anorthosite, situé dans l'angle nord-ouest de la région, semble être responsable de l'allure structurale des formations qui l'entourent. La disposition et la gneissosité des roches environnantes sont fidèles à la direction de la limite du massif. Le pendage de la gneissosité est abrupt vers l'extérieur.

Dans l'anorthosite elle-même, on peut relever certaines orientations par l'observation des zones riches en ferromagnésiens et en ilménite. Elles sont ordinairement parallèles au contact. Ces orientations peuvent être dues à la pression, mais elles peuvent être aussi un rubanage primaire. Le long du contact entre anorthosite et syénite la schistosité est assez intense dans les deux roches.

Aux environs du lac Bourassa, la gneissosité des roches charnockitiques est contrôlée par la venue des granites roses à grain fin et tend grossièrement à en épouser les formes.

FAILLE

Quoique Retty (1944) suggère l'existence d'une faille le long du lac Puyjalou, nous n'avons pu, dans l'extrémité du lac qui se trouve dans les limites de notre territoire, trouver

une preuve qui puisse confirmer son opinion. Toutefois, une visite sur les lieux cartographiés par Retty, nous a permis de constater dans la partie nord du lac Puyjalon un déplacement apparent du contact entre la syénite et l'anorthosite.

Plusieurs zones de cisaillement ont été relevées dans les roches granitiques et syénitiques. Les plus importantes comme celles du lac Bourassa et celles situées à l'ouest de la rivière Romaine sont de direction nord-sud.

2 - Partie centrale de la région

Les relevés effectués dans la partie centrale de la région ont permis d'établir la présence d'une structure antiforme dans le voisinage de la Grande Chute sur la rivière Romaine. L'axe de cette structure est de direction est-ouest, légèrement incurvé vers le nord. Des roches métasédimentaires surtout quartzitiques composent les flancs extérieurs de l'antiforme qui plonge vers l'est. La partie centrale du pli est granitique. Les effets de ce plissement se font sentir jusque dans les reliques de roches métasédimentaires trouvées dans les granites environnants.

3 - Partie est de la région

L'est de la région est remarquable par les variations dans la structure du socle rocheux. C'est une structure compliquée, résultant de la venue de roches intrusives dans les

roches d'origine sédimentaire. Il est malheureux que le temps passé sur le terrain n'ait permis d'étudier en détail chaque structure particulière.

a) Dôme du lac Cormier

A l'est du lac Cormier, des roches intrusives gabbroïques, sous forme de sil, ont été recoupées par du granite et ont l'aspect d'un dôme ellipsoïdal, disséqué et allongé dans une direction nord-sud. Une partie du dôme, celle qui devrait se trouver normalement du côté ouest du lac Cormier est disparue par suite d'un soulèvement dû sans doute à une faille qui traverse le lac sur toute sa longueur. Un phénomène curieux est ici constaté: l'attitude des roches métasédimentaires trouvées de part et d'autre du dôme, de même que la schistosité dans les roches gabbroïques indiquent un pendage vers l'extérieur du dôme, ce qui est normal, mais la schistosité dans les roches granitiques qui dissèquent ce dôme est à faible pendage vers l'intérieur.

b) Dôme du lac à l'Ours

Un autre dôme symétrique en forme d'ellipse, dont le grand axe aurait une direction nord-sud, occupe une bonne portion du territoire situé immédiatement au nord du lac à l'Ours. C'est une structure de composition complexe dont le centre est occupé par du gneiss ocellé. Les flancs du dôme sont composés de roches métasédimentaires interlitées avec du matériel granitique. Le pendage des lits est assez abrupt vers l'extérieur.

Dans sa partie supérieure, ce dôme repousse un peu à la façon d'un coin les migmatites du lac Shanks. Sa partie sud est tronquée par le lac à l'Ours.

Une étude plus approfondie permettrait peut-être de déterminer l'origine du dôme. Une théorie possible serait celle de l'effet de plissements croisés. Ces types de plissements ont déjà été décrits en détails par de Sitter (1952, 1956). Les plis d'étirement et le boudinage observés dans quelques lits de roches métasédimentaires, le long de la partie ouest du dôme et la présence de deux systèmes de failles à angle (55°) peuvent découler de l'effet de plissements croisés.

D'autre part, à l'extrémité nord du dôme, dans les roches gneissiques, nous avons relevé des structures spéciales, soit concentriques ou soit en forme de rognon qui selon Ramsay (1960) et Carey (1962) seraient caractéristiques de plis superposés.

En terminant, nous mentionnons le fait que le dôme du lac à l'Ours n'est que le premier d'une série de dômes qui s'échelonnent vers le nord; en dehors de notre région (Région du Lac Allard, $\frac{1}{2}$ est). En contre partie, la masse granitique légèrement gneissique du lac Ferland, décrite par Cooper (1957) est en forme de Bassin. Les roches métasédimentaires et gabbroïques qui l'entourent en épousent la forme, et le pendage des lits ou de la schistosité est invariablement vers le centre.

Failles

Deux failles parallèles, distantes d'environ 1 mille l'une de l'autre et de direction nord-est ont dérangé la partie sud du dôme du lac à l'Ours. Du matériel granitique a été injecté sur une largeur de quelques centaines de pieds le long de la plus importante, ce qui laisse supposer que le granite est syntectonique. Les mouvements le long de ces failles sont difficiles à interpréter et nous n'osons pas nous lancer dans des discussions interminables.

Deux autres failles parallèles de direction nord-150-ouest encadrent le dôme de chaque côté et en marquent les contacts avec les roches environnantes.

c - Régions plissées du sud

Au sud du lac à l'Ours et du côté ouest de la rivière qui y prend sa source, les roches métasédimentaires sont plissées, jusqu'à la mer, en une série d'anticlinaux et de synclinaux. Les axes des plis sont parfois fléchis, mais ils ont une direction grossièrement est-ouest et plongent vers l'est à angles variables. La présence de roches granitiques au centre de ces plis laisse supposer que les intrusions granitiques sont responsables de l'allure structurale de cette partie de la région.

Au nord de la Baie Victor, du côté est de la rivière à l'Ours, les quartzites, les paragneiss et les roches gabbroïques sont aussi plissés. Ces plis sont serrés et leurs axes tendent

à converger vers le sud-ouest qui est leur direction de plongée. Les plis s'ouvrent en éventail vers le nord-est où ils se heurtent aux roches granitiques du lac du Milieu. Dans l'ensemble ce système de plis a un peu l'allure d'un immense V dont la pointe serait orientée vers le sud-ouest. Des intrusions granitiques et pegmatitiques viennent quelque peu détruire l'harmonie des plissements.

La forme de chaque pli a été déterminée par l'attitude structurale des formations métasédimentaires et gabbroïques et par la détermination de sommet dans quelques lits de quartzite où une stratification entrecroisée pouvait être observée.

Failles

Une seule grande faille, située du long de la partie supérieure de la rivière à l'Ours montre un décrochement des formations d'un côté par rapport à l'autre. Il semble que le côté est ait glissé vers le sud et le côté ouest vers le nord. Nous ne pouvons déterminer l'amplitude du mouvement réel des formations de chaque côté de la faille.

Plusieurs zones de cisaillement ont été relevées dans la moitié est de la région, toutes dans les roches granitiques. Le granite, le long de ces zones est particulièrement riche en épidote. La plus importante de ces zones de cisaillement est immédiatement au sud du lac à l'Ours et va dans une direction est-ouest sur une distance retracable de quelques milles.

II - Diaclases

Toutes les roches de la région, particulièrement les granites et les anorthosites présentent de nombreuses diaclases. On relève, dans les roches sédimentaires, des diaclases d'orientation variée et sans réseau défini.

Nous n'avons pas relevé suffisamment de diaclases dans la région pour en analyser l'orientation statistique ou pour en déterminer l'origine. Toutefois, nous avons essayé, par un histogramme des fréquences dans diverses orientations, à grouper séparément les diaclases des anorthosites et des gabbros. Comme dans ces diaclases l'inclinaison est presque toujours verticale ou oscille entre 80° et 90° nous n'avons pas tenu compte de ce facteur.

Dans les histogrammes qui suivent, chaque orientation individuelle est divisée en segments de $\frac{1}{2}$ pouce, et chaque segment correspond à une lecture faite sur le terrain.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

De l'ilménite titanifère est disséminée un peu partout dans les roches précambriennes, sauf celles d'origine sédimentaire. Il s'agit surtout de l'hémo-ilménite. Le long des plans de fractures dans l'anorthosite, on trouve parfois des veinules de ce minéral; elles ont jusqu'à deux pouces d'épaisseur et se prolongent sur des distances de 10 à 20 pieds.

La compagnie Quebec Iron and Titanium détient encore quelques claims localisés dans l'angle nord-ouest de la région.

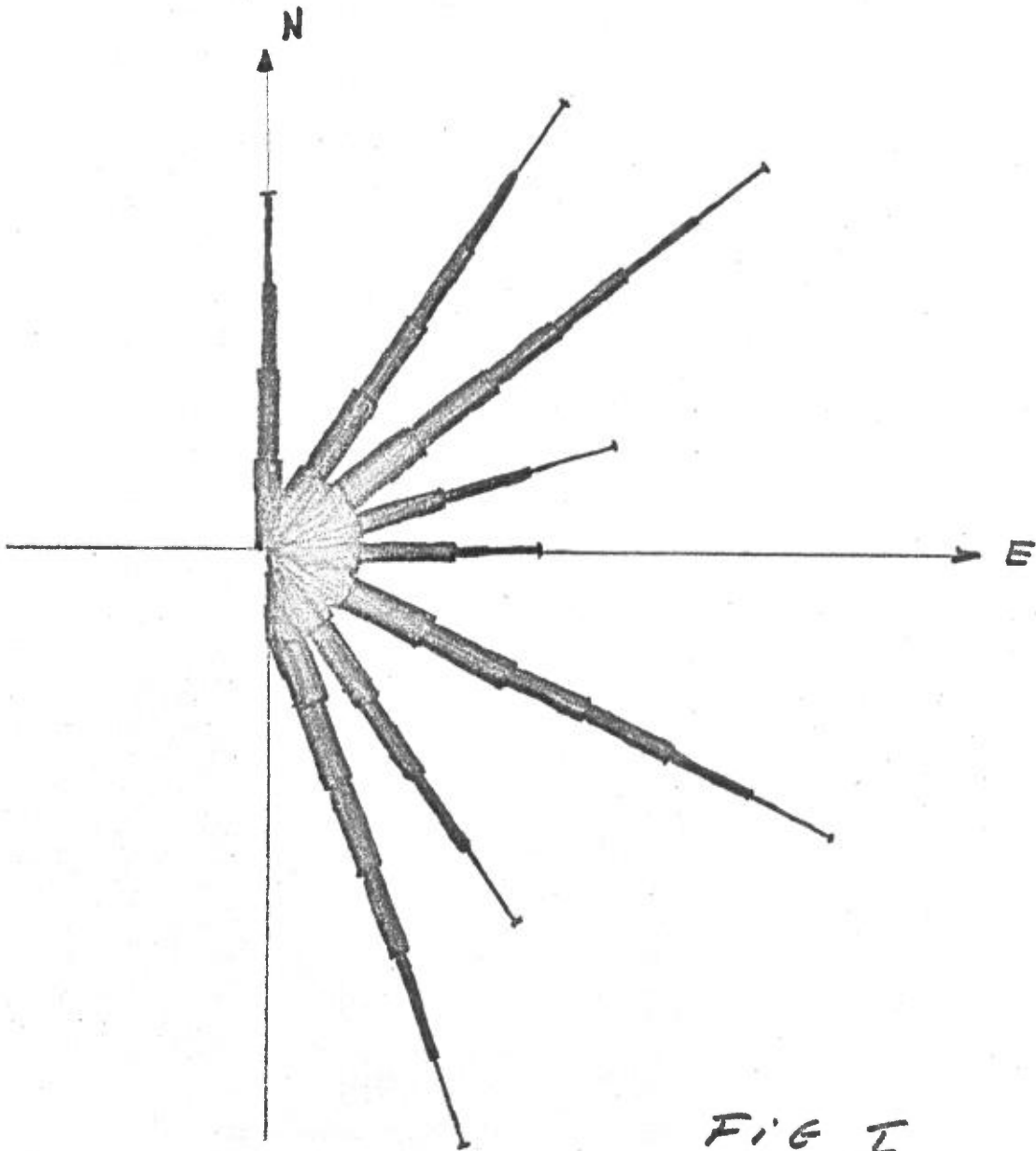


FIG I

ORIENTATION DES
DIALLASES DANS
L'ANORTHOSITE.

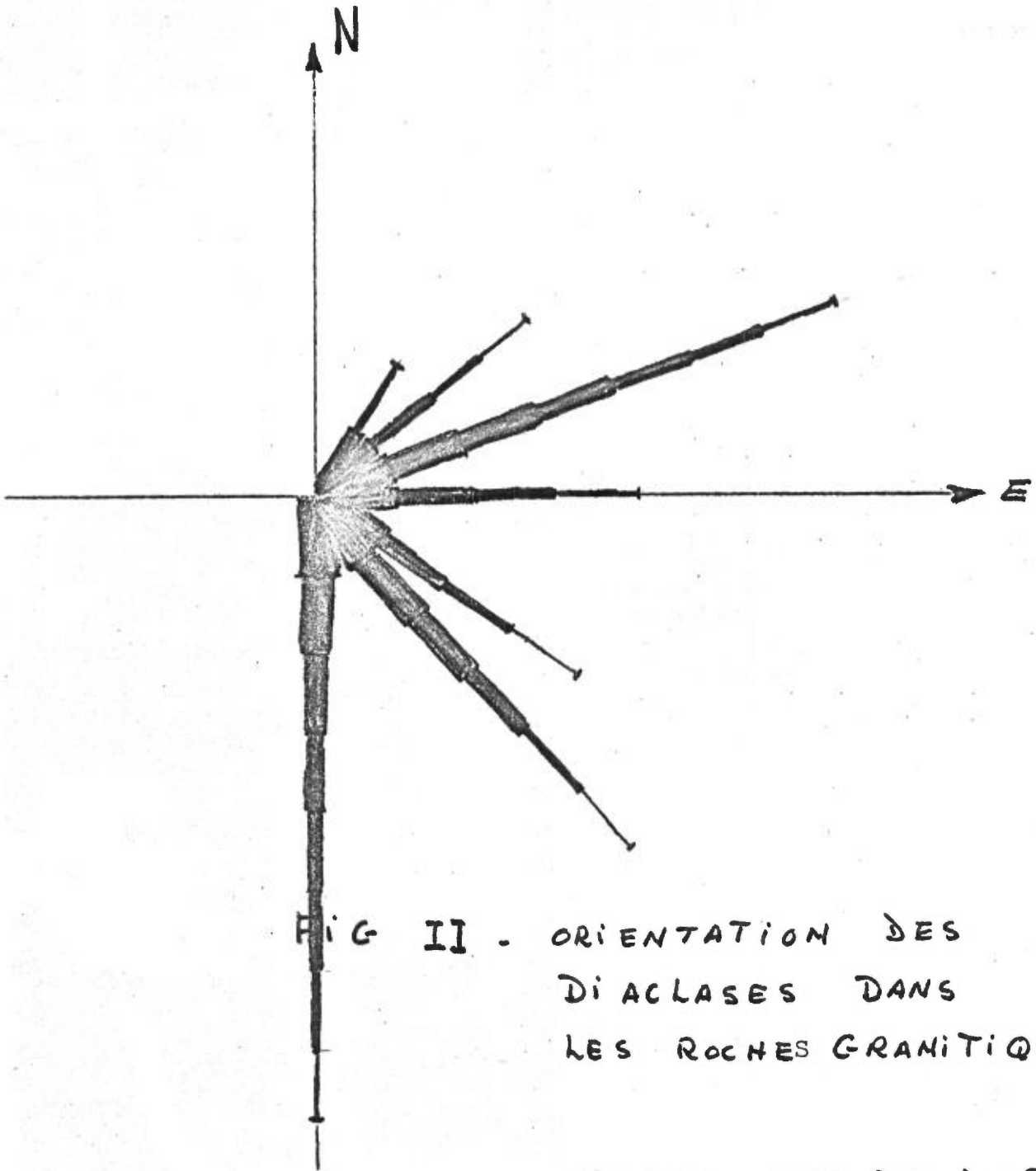


FIG II - ORIENTATION DES
DIACLASES DANS
LES ROCHES GRANITIQUES

(PARTIE EST DE LA REGION.)

Aucun signe de travail récent n'a été noté sur ces claims.

Un peu de pyrite est présente dans les roches granitiques du centre de la région et dans les roches gabbroïques à l'est du lac à l'Ours. Cette pyrite est très disséminée en petits cristaux cubiques.

Les sables de la rivière Romaine sont magnétifères et titanifères. Les droits pour leur exploitation ont déjà été réservés par Oliver Iron and Steel Co., mais ils sont périmés depuis juin 1959. On trouvera à la fin de ce rapport les résultats d'analyse de certains de ces sables prélevés au cours 1964.

Oliver Iron and Steel détenait aussi une série de claims couvrant toutes les roches sédimentaires de la Pointe à l'Eau Claire et de l'île Fausse-Passe. Ces claims sont abandonnés depuis mai 1959. Ils avaient été jalonnés dans le but d'exploiter les roches riches en phosphate¹⁹ pour la fabrication de ciment. Toute la moitié est de l'île St-Charles a été jalonnée dans le même but par M. Francis Charlebois du Club Lavolette de Grand'Mère, mais ici encore, les claims ont été résiliés en 1959.

Les calcaires de la Pointe à l'Eau Claire sont à cinq ou six milles à l'est de Hâvre St-Pierre et faciles d'accès. Ils pourraient fournir un excellent concassé pour la route qui va de Hâvre Saint-Pierre à Mingan, ou pour le pavage des rues de la petite ville. Actuellement, on utilise de l'anorthosite concassée, ce qui n'est guère recommandable.

GEOCHIMIE

Nous avons prélevé quelques centaines d'échantillons de sédiments de ruisseau dans le cadre d'un programme visant à établir la désirabilité d'effectuer certains travaux de géochimie en même temps que la mise en carte de la géologie.

Notre procédure de travail sur le terrain a consisté à recueillir des échantillons de sédiments dans la zone active de la berge des ruisseaux rencontrés au cours des cheminements géologiques. Les informations pertinentes à l'échantillonnage ont été consignées sur des fiches préparées à l'avance et les sédiments prélevés ont été adressés aux laboratoires du Ministère à Québec pour la détermination des teneurs en Cu, Zn, Pb, Mo.

Nous avons reporté ces teneurs sur la carte en utilisant une couleur spéciale et la notation suivante: 20, 65, 30, 15, le point représentant l'endroit du prélèvement d'un échantillon et les chiffres entre virgules les teneurs, en partie par million (p.p.m.), des éléments énumérés dans l'ordre Cu, Zn, Pb, Mo.

Dans le cas où il n'y a pas eu d'analyse pour un des éléments, nous avons indiqué ce fait en dessinant un trait horizontal à l'endroit approprié.

USINE-PILOTEMINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLESProjet No. 484

Sables - J. Depatie

Comme suite à la demande du Service d'Exploration géologique de notre Ministère, en date du 18 novembre, 48 échantillons de sable ont été soumis à l'usine-pilote pour la détermination du fer, du titane, du cuivre et de l'étain dans les minéraux lourds de ces sables.

La plupart des échantillons ont d'abord subi un nettoyage à l'eau pour éliminer les matières étrangères ou nuisibles à une bonne séparation gravimétrique par liquide dense. L'ensemble des substances éliminées était constitué de brindilles de bois, de racines, de limon et d'argile très fine. Les pertes de poids dues à cette opération sont indiquées au tableau suivant sous le titre " % de perte au nettoyage ".

Les échantillons ont été ensuite traités en entier au tétrabrométhane de densité 2.95 à 20 °C pour la séparation des minéraux légers et lourds. Dans un seul cas, pour l'échantillon D-5C-6, le tamisage à 28 mailles a suffi pour éliminer la majeure partie des éléments légers: c'est cet échantillon qui contient 43% de magnétite et 57% d'ilmenite comme constituant des minéraux lourds.

Toutes les fractions lourdes, à l'exception de l'échantillon D-4C-9 qui était constitué essentiellement de minéraux plus légers que 2.95, ont été soumises à l'analyse pour le fer, le titane, le cuivre et l'étain. Les deux premiers éléments (fer et titane) ont été déterminés par voie chimique, tandis que les deux autres (cuivre et étain) ont été soumis à l'analyse spectrographique.

Toutes les données de cette étude ont été compilées au tableau suivant. Lorsqu'il est fait mention de fer soluble, il s'agit du fer soluble dans l'acide chlorhydrique qui est un meilleur indice que le fer total, lorsqu'il s'agit du fer récupérable par les moyens usuels de concentration.

Echantillon No.	Numéro d'analyse	Poids en g d'échantillon	% Perte au Nettoyage	% Minéraux		Minéraux lourds			
				légers	lourds	Fe sol.	TiO ₂	Cu	Sn
✓ C-1C-1	484-1	172.2	0.00	83.86	16.14	23.7	8.95	0.002	0.002
✓ C-1C-3	484-2	97.0	28.76	66.80	4.44	25.1	14.7	0.004	0.002
✓ C-1C-4	484-3	195.8	0.00	72.42	27.58	28.0	16.4	0.002	0.002
✓ C-1C-5	484-4	216.0	8.56	69.49	21.95	34.3	16.9	0.003	0.002
✓ C-1C-6	484-5	289.8	0.00	73.01	26.99	23.8	13.05	0.004	0.001
✓ C-1C-7	484-6	262.9	0.00	91.68	8.22	27.0	13.6	0.002	0.002
✓ C-1C-8	484-7	259.2	0.00	80.52	19.48	31.0	15.0	0.002	0.002
C-2C-1	484-8	210.3	21.54	70.09	8.37	16.4	6.5	0.005	0.001
C-2C-2	484-9	297.4	0.00	94.14	5.86	21.7	12.2	0.002	0.002
C-2C-3	484-10	281.9	12.88	80.77	6.35	3.8	3.0	0.002	0.000
C-2C-4	484-11	256.9	13.00	75.83	11.17	13.15	7.0	0.003	0.001
C-2C-5	484-12	212.8	16.78	71.66	11.56	9.4	6.2	0.003	0.001
C-2C-6	484-13	203.7	9.52	68.43	22.05	18.6	9.2	0.001	0.002
C-2C-7	484-14	297.7	0.00	89.69	10.31	19.7	15.9	0.004	0.002
C-2C-8	484-15	281.0	16.55	69.93	13.52	15.95	8.5	0.004	0.002
C-2C-9	484-16	337.5	7.17	86.19	6.64	8.5	5.8	0.003	0.001
C-2C-10	484-17	317.9	0.00	91.85	8.15	9.95	6.7	0.003	0.001
C-2C-11	484-18	244.8	16.87	78.64	4.49	7.7	4.6	0.005	0.001
C-2C-12	484-19	284.6	21.05	64.83	14.12	8.0	4.7	0.002	0.001
C-2C-13	484-20	316.6	0.00	83.39	16.61	6.4	7.2	0.002	0.001
C-2C-14	484-21	335.7	0.00	96.75	3.25	28.3	14.8	0.005	0.002
C-2C-15	484-22	423.1	0.00	94.64	5.36	9.8	6.7	0.003	0.001
C-2C-16	484-23	280.0	18.25	80.89	0.86	6.0	3.7	0.006	0.001

Echantillon No.	Numéro d'analyse	Poids en g d'échantillon	% Perte au Nettoyage	% Minéraux		Minéraux lourds			
				légers	lourds	Fe sol.	TiO ₂	Cu	Sn
C-18-2	484-24	192.7	0.00	83.71	16.29	25.4	15.7	0.002	0.002
D-30-1	484-25	324.5	0.00	88.57	11.43	20.1	11.4	0.002	0.002
D-30-2	484-26	252.6	5.42	88.95	5.63	19.7	9.15	0.002	0.001
D-40-9	484-27	253.7	31.92	68.08	0.00	-	-	-	-
D-50-6	484-28	758.1	0.00	1.45	98.55	59.5	29.65	-	-
J-20-1	484-29	336.1	19.82	68.64	11.54	13.7	4.9	0.002	0.001
J-20-2	484-30	231.6	9.41	83.46	7.13	10.6	5.3	0.003	0.001
J-20-3	484-31	242.5	15.42	63.26	21.32	15.8	5.3	0.002	0.002
J-20-4	484-32	318.8	17.44	76.32	6.24	5.2	4.1	0.002	0.000
J-20-5	484-33	232.4	29.60	55.46	14.94	19.6	8.0	0.005	0.002
J-20-6	484-34	185.2	17.66	71.71	10.63	11.5	6.1	0.003	0.001
J-20-7	484-35	247.7	24.38	68.39	7.23	15.4	6.2	0.004	0.002
J-20-8	484-36	192.5	15.48	61.09	23.43	24.8	8.9	0.002	0.003
J-20-9	484-37	205.3	0.00	85.24	14.76	15.1	6.55	0.002	0.002
J-20-10	484-38	231.3	14.48	73.76	11.76	10.9	5.6	0.002	0.002
J-20-11	484-39	244.6	0.00	93.25	6.95	9.5	7.8	0.004	0.001
J-20-12	484-40	207.8	10.54	82.92	6.54	17.6	7.4	0.004	0.002
J-20-13	484-41	283.5	16.58	71.99	11.43	15.1	7.2	0.003	0.002
J-20-14	484-42	227.3	27.63	67.36	5.01	15.4	6.2	0.003	0.002
J-20-15	484-43	213.1	13.66	74.57	11.77	13.0	6.1	0.003	0.002
J-20-16	484-44	161.6	14.67	72.09	13.24	8.55	4.8	0.004	0.002

Echantillon No.	Numéro d'analyse	Poids en g d'échantillon	% Perte au Nettoyage	% Minéraux		Minéraux lourds			
				légers	lourds	Fe sol.	TiO ₂	Cu	Sn
J-3C-1	484-45	204.2	0.00	90.01	9.99	27.4	13.6	0.002	0.002
J-3C-2	484-46	360.8	0.00	96.62	3.38	18.4	10.75	0.004	0.002
V-4C-1	484-47	206.3	9.65	83.71	6.64	18.2	8.4	0.003	0.003
V-4C-2	484-48	303.6	8.14	83.37	8.49	20.6	12.2	0.003	0.003

Les minéraux lourds de D-50-6 sont constitués de

	<u>Fer soluble</u>	<u>TiO₂</u>	<u>Cu</u>	<u>Sn</u>
43.12% de magnétite	70.8%	1.49	0.001	0.002
56.88% d'ilmenite	51.0%	34.0	0.002	0.004

G. Castonguay Ing.

Gérard Castonguay, Ing.

Québec, 13 janvier 1965

BIBLIOGRAPHIE

- Blais, Roger A., 1956 - Région de Pashashibou, Canton de Drucourt et de Costebelle, Comté de Saguenay, Min. Mines, Qué., R.P. 316.
- Blais, Roger A., 1960 - Région de Wacouno-Waco, District électoral de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 96.
- Bourret, W., 1949 - Aeromagnetic Survey of the Allard Lake District, Québec. Econ. Geol., Vol. 44, pp. 732-40.
- Buddington, A.F., 1939 - Adirondack Igneous Rocks and their Metamorphism. Geol. Soc. Amer. Mem. 7, pp. 1-354.
- Carey, S.W., 1962 - Folding, Jour. Alberta Soc. Petroleum Geologists, Vol. 10, no. 4, pp. 95-144.
- Claveau, Jacques, 1949 - Région du lac Wakeham, Comté de Saguenay, Min. Mines, Qué., Rapp. géol. no. 37.
- Claveau, Jacques, 1949 - Région de la Rivière Romaine Supérieure, comté de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 38.
- Cooper, Gérald E., 1957 - Région de Johan Beetz, District électoral de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 74.
- De Puyjalon, H., 1899 - Monographie minérale de la Côte Nord du Golfe St-Laurent, de la Pointe-aux-Esquimaux, à la Pointe-à-Giroux; Rapport du Commissaire de la Colonisation et des Mines pour l'année se terminant en juin, 1898, pp. 264-276.
- De Sitter, L.V., 1952 - Plissement croisé dans le Haut Atlas, Geol. en Mijnk 14, 277-82.
- De Sitter, L.V., 1956 - Structural Geology, McGraw-Hill, pp. 314-322.
- Grenier, Paul-E., 1957 - Région du Lac Beetz, District électoral de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 73.
- Hargraves, R.B., 1962 - Petrology of the Allard Lake Anorthosite Suite, Quebec, Geol. Soc. Amer., Buddington vol., 163-89.
- Jooste, R.F., 1958 - Bourget Area, Chicoutimi and Jonquière-Kénogami Electoral districts, Que. Dept. Mines, Geol. Rept. 78.

- Longley, Warren W., 1948 - La Région du Lac Forget, Comté de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 36.
- " 1950 - Côte Nord du Saint-Laurent, de Mingan à Aguanish, Comté de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 42, partie I.
- Mawdsley, J.B., 1927 - Région de Saint-Urbain, district de Charlevoix, Québec, Com. Geol. Can., Mem. 152.
- Michot, J., 1961 - Le Massif Complexe Anorthosito - Leuconoritique de Haaland-Hellereen et la Palingenise Basique. Acad. Roy. Belgique, Classe des Sciences, Mem. 15.
- Obalski, J., 1889 - Mines et minéraux de la Province de Québec, Québec.
- Osborne, F.F., 1949 - Coronite labradorite, anorthosite and dykes of andesine anorthosite, New Glasgow, Que., Trans. Roy. Soc. Canada, 43, sec. IV, pp. 85-112.
- Philpotts, A.R., 1966 - Origin of the Anorthosite-Mangerite Rocks in Southern Quebec, Jour. of Petrology, Vol. 7, no. 1, pp. 1-67.
- Ramsay, J.G., 1960 - The Deformation of Early Linear Structures in Areas of Repeated Folding, Jour. Geol., Vol. 68, no. 1, pp. 75-93.
- Retty, J.A., 1944 - Région de la Rivière Romaine Inférieure, comté de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 19.
- Richardson, J., Com. géol. Can., Rapport de progrès, 1853-1856, pp. 253-259.
- Twenhofel, W.H., 1938 - Geology and Paleontology of the Mingan Islands, Quebec; Geol. Soc. Am., Special Papers, No. 11.
- Waddington, G.W., 1950 - Les Dépôts de Calcaire de la Région de Mingan, Comté de Saguenay, Ministère des Mines du Québec, rapport géol. 42, partie II.